

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTI  
DOMBAI TIBOR

XII. KÖTET, 3-4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1964

Felelős szerkesztő:  
DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:  
DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. SEBESTYÉN KÁROLY,  
DR. KILCZER GYULA, DR. OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:  
BUDAY TIBOR

Mű 314 — a — 6400

Felelős kiadó: Solt Sándor  
Műszaki szerkesztő: Getta József — Azonossági szám: 40 807  
Példányszám: 960 — Ívterjedelem: 6.3 (A5) ív — Ábrák száma: 21 — Mellékletek száma: 2  
63.3013. Állami Nyomda, Budapest

АДАМ ОСКАР и КИЛЕНИ ЭВА:

## ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПРИБЛИЖЕННОЙ СКОРОСТНОЙ ФУНКЦИИ ПО ГОДОГРАФАМ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

В районах сравнительно глубоких впадин, заполненных осадочными отложениями, интерпретация сейсмических материалов, полученных методом преломленных волн — при отсутствии данных метода отраженных волн или глубоких скважин — связана с затруднениями из-за отсутствия данных о скоростях распространения упругих волн.

В работе описывается новый метод, при помощи которого по годографам преломленных волн можно определить приближенную функциональную зависимость скорости от глубины вида  $V = A \cdot z^{n/1}$ . В основе метода лежит факт, что начальный участок годографов представлен кривой, следовательно здесь мы имеем дело не с преломленной, а с рефрагированной прямой волной. Осадочная толща, залегающая над фундаментом, разделяется в основном на две части, характеризующиеся различными градиентами скоростей и по второму участку годографа можно вывести приближенную скоростную функцию, действительную для всей толши. Применяемость метода иллюстрируется практическими примерами.

O. ÁDÁM and É. KILÉNYI

## DETERMINATION OF THE APPROXIMATE VELOCITY-DEPTH FUNCTION FROM REFRACTION TRAVEL-TIME CURVES

In the areas of deep sedimentary basins the evaluation of seismic refraction measurements for want of reflection surveying or velocity logging, meets difficulties in consequence of missing of the average velocity data. Authors give a new method for the determination of a velocity-depth function of the form of  $V = A \cdot z^{1/n}$ , computed from the refraction travel-time curves. The method is based on the fact that the initial part of the time-distance diagrams is curved, hence, there are no head-waves, but direct-waves.

In most cases the sedimentary complex overlying the basement may be divided into two parts, both characterized by different velocity gradients. From the data of the lower part a velocity-depth function can be derived approximating the whole sedimentary complex. The applicability of the method is demonstrated by several examples.

## KÖZELÍTŐ SEBESSÉGFÜGGVÉNY MEGHATÁROZÁSA REFRAKCIÓS MENETIDŐGÖRBÉKBŐL

ÁDÁM OSZKÁR ÉS KILÉNYI ÉVA

### Bevezetés

Szeizmikus mérésekkel kutatott területek üledékes rétegsorának sebesség-eloszlása általában mélység-sebesség függvénnyel jól jellemezhető. E sebesség-függvényeket leszámaztathatjuk szeizmikus lyukszelvényezések eredményei-

ből, reflexiós mérések alapján számított átlagsebesség-görbék elemzéséből és bizonyos kedvező esetekben, jó megközelítéssel, a szeizmikus refrakciós menetidő-görbékéből is.

Nagyobb mélységű üledékes medencék területén végzett szeizmikus lyuk-szelvényezések és átlagsebesség-görbék elemzéseinek eredményei általában azt mutatják, hogy az egyszerű

$$V = Az^{1/n} \quad (1)$$

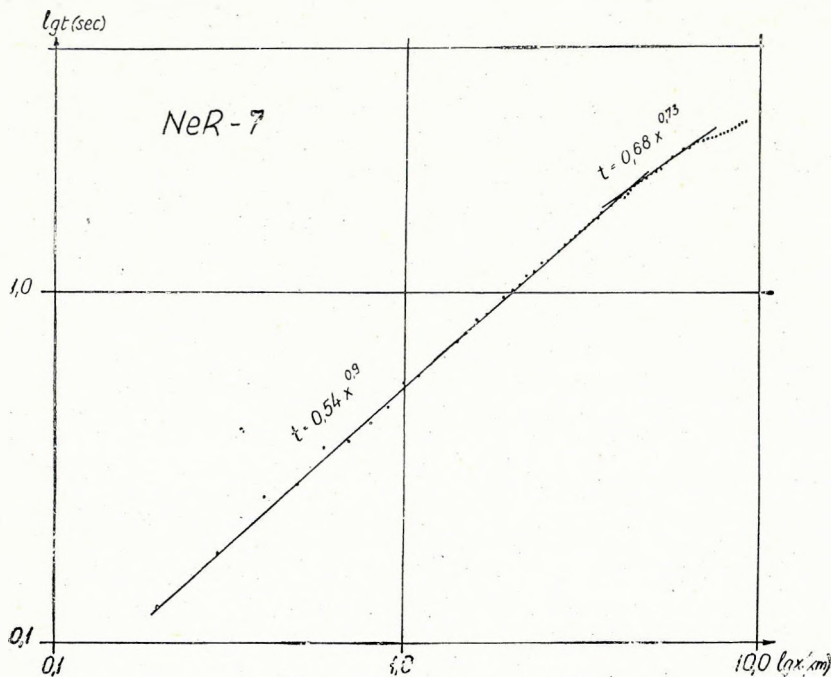
hatványfüggvény a ténylegesen mért adatok jó megközelítését nyújtja [1, 2]. Ezen összefüggés érvényessége esetében a szeizmikus refrakciós menetidő-diagramok görbültek, s ezek egyenlete

$$T = bx^{\frac{n-1}{n}}. \quad (2)$$

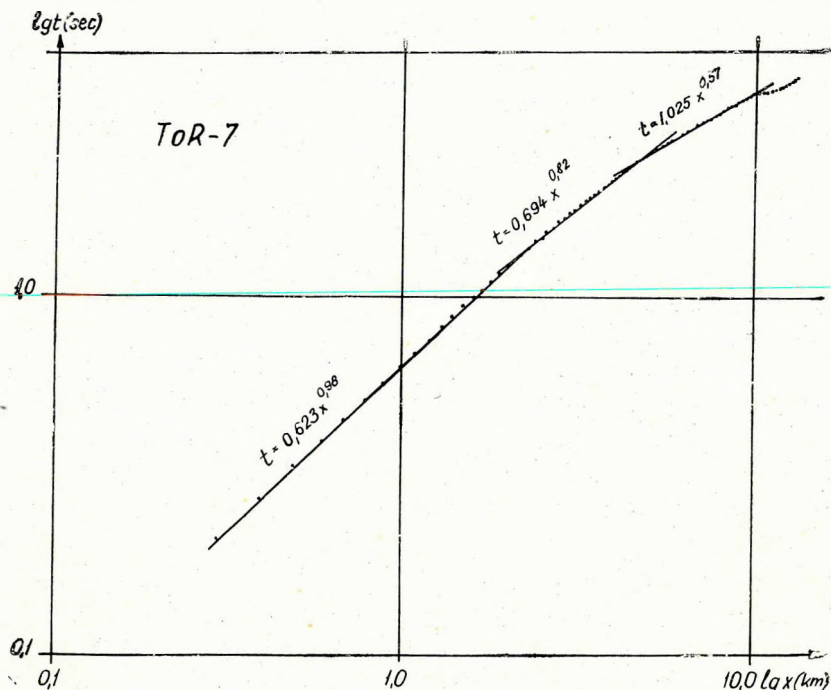
Ezt az esetet vizsgálva, több mérési területünkön azt tapasztaltuk, hogy a refrakciós menetidő-görbéket,  $\lg - \lg$  koordinátarendszerben ábrázolva, nemcsak egy, hanem két vagy esetleg több — nagyobb távolságot is átfogó — egyenessel jól megközelíthető szakaszra oszthattuk fel.

### Jellemző menetidő-görbék

Az 1. sz. ábrán látható,  $\lg - \lg$  koordinátarendszerben ábrázolt útidő-görbének az alaphegység beérkezéséig tartó szakasza két egyenessel közelíthető



1. ábra



2. ábra

meg. A 2. sz. ábrán látható útidő-görbe ugyanezen (vagyis a fedőösszetet képviselő) része három egyenes szakaszra osztható.

Az útidő-görbék első szakaszát

$$T_1 = b_1 x^{n'}; \quad n' = \frac{n-1}{n} \quad (3)$$

egyenlettel, második szakaszát

$$T_2 = b_2 x^{k'}; \quad k' = \frac{k-1}{k} \quad (4)$$

egyenlettel, a harmadik szakaszát pedig

$$T_3 = b_3 x^{l'}; \quad l' = \frac{l-1}{l} \quad (5)$$

egyenlettel közelíthetjük meg.

A menetidő-görbék első szakaszának értelmezése közvetlenül az (1) egyenletből a sugárútra származtatott paraméteres egyenleteknek megfelelően történhet,

$$T = \frac{2n}{A^n p^{n-1}} \int_0^{\pi/2} \sin^{n-2} \Theta d\Theta = \frac{n\pi^{1/2}}{A^n p^{n-1}} \frac{\Gamma\left(\frac{n+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \quad (6)$$



$$X = \frac{2n}{A^n p^n} \int_0^{\pi/2} \sin^n \Theta d\Theta = \frac{n\pi^{1/2}}{A^n p^n} \frac{\Gamma\left(\frac{n-1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n}{2} + 1\right)} \quad (7)$$

feltételezve a geometriai optika törvényeinek érvényességét.

Ezek az egyenletek „ $n$ ” bármely értéke mellett megoldhatók, ha  $n > 1$ . Az egyenletekből „ $p$ ” paramétert kiküszöbölve (ahol  $p = \frac{\sin \Theta}{V}$ ) kapjuk a közvetlen vagy direkt hullám menetidő-görbéjének egyenletét

$$T = \frac{n\pi^{1/2}}{A} \frac{\Gamma\left(\frac{n-1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \left[ \frac{x\Gamma\left(\frac{n}{2} + 1\right)}{n\pi^{1/2}\Gamma\left(\frac{n+1}{2}\right)} \right]^{\frac{n-1}{n}} = b_1 x^{\frac{n-1}{n}}. \quad (8)$$

Ebből „ $A$ ” értéke meghatározható. A gamma-függvény értékeit kézikönyvekben megtaláljuk [5].

A menetidő-görbék második szakaszának elemzésekor leggyakrabban két eset fordul elő. Az első esetben a fedőrétegsorra jellemző (direkthullám) egyenes szakasz után kisebb görbület, majd eltérő dőlésű második egyenes szakasz következik. Ez a jelenség azt mutatja, hogy a két rétegsor határán a sebességkülönbség nagy (kialakultak fejhullámok is), de a határfelület alatt a szeizmikus hullámok sebessége a mélységgel a továbbiakban is változik, nő. A második és gyakrabban előforduló esetben csupán két különböző dőlésű egyenes szakasz különíthető el (görbült szakasz nincs, vagy elhanyagolható, fejhullám sem alakult ki), azaz a határfelületen nincs nagy sebességkülönbség, de az alsó rétegsorban más sebesség-mélység függvény határozza meg a szeizmikus hullám útját.

Az 1. és 2. sz. ábrán látható útidő-görbéken csak az alaphegység jelentkezik görbült szakasszal, a fedőösszletben tehát nincs ugrásszerű sebességnövekedés.

A 3. sz. ábrán a ToR-7 szelvény 90°-os Rp-jának első beérkezéseit a 2. sz. ábrán látható háromszakaszos felosztás alapján közelítettük meg. A három, a legkisebb négyzetek módszerének felhasználásával számított görbe egyenlete

$$T_1 = 0,622x^{0,95}$$

$$T_2 = 0,694x^{0,82}$$

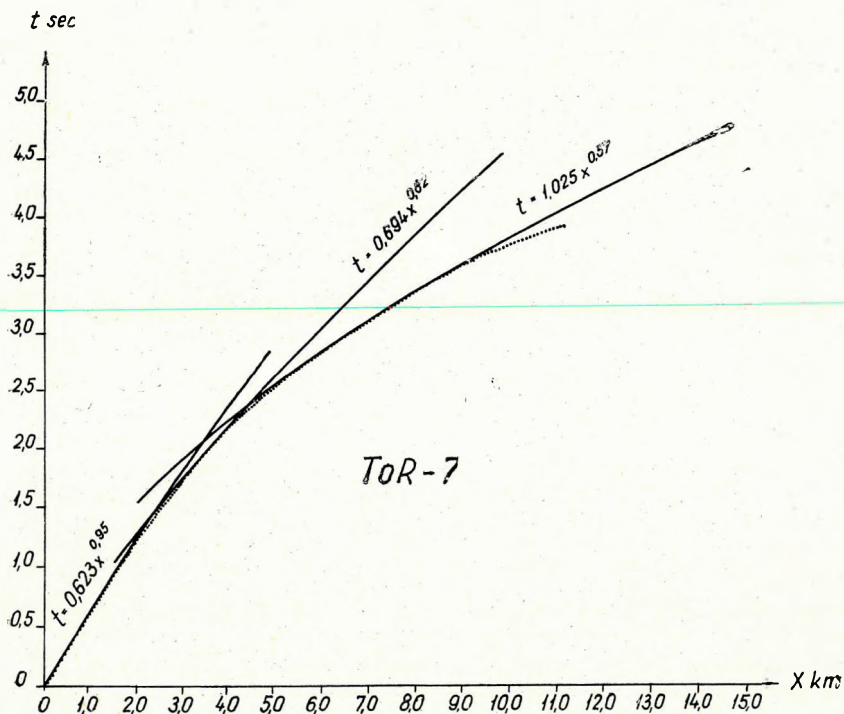
$$T_3 = 1,025x^{0,57}.$$

Mint az ábrán látható, a közelítés igen jó.

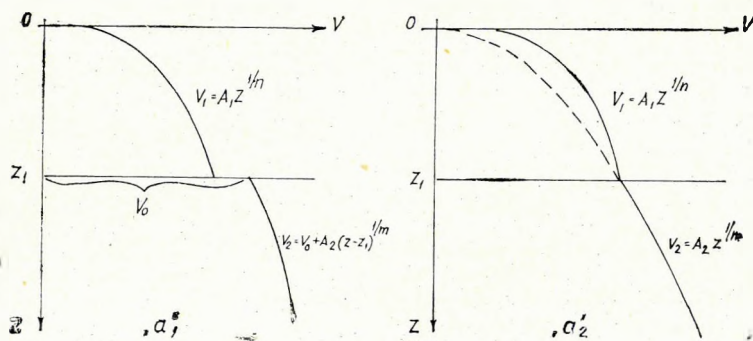
A fent említett két menetidő-görbe típusnak megfelelő sebesség-mélység függvényeket egyszerűsítve a 4. sz. ábrán láthatjuk. A két esetet „ $a_1$ ”, illetőleg „ $a_2$ ” jellel különböztetjük meg.

Az „ $a_1$ ” esetről a szeizmikus hullám terjedési sebessége a fedőrétegsorban

$$V_1 = A_1 z^{\frac{1}{n}}$$



3. ábra



4. ábra

a fekü rétegsorban

$$V_2 = V_{02} + A_2(z - z_1)^{\frac{1}{m}}$$

és

$$V_{z_1} = A_2 z_1^{\frac{1}{n}} < V_{02},$$

ahol „ $z_1$ ” a két réteg közti határfelület mélysége. Ebben az esetben — ha a két réteg határa vízszintes vagy közel vízszintes helyzetű — a következő összefüggések írhatók fel

$$T = t_a + t_b + t_c; \quad t_a = t_c,$$

vagyis

$$T = \frac{2n}{A_1^n p^{n-1}} \int_0^{\Theta_1} \sin^{n-2} \Theta d\Theta + \frac{2m V_{02}^{m-1}}{A_2^m \sin^{m-1} \Theta_{02}} \int_{\Theta_{02}}^{\pi/2} \frac{\sin \Theta - \sin \Theta_{02}}{\sin \Theta} d\Theta \quad (9)$$

és

$$X = x_a + x_b + x_c; \quad x_a = x_c,$$

$$X = \frac{2n}{A_1^n p^n} \int_0^{\Theta_1} \sin^n \Theta d\Theta + \frac{2m V_{02}^m}{A_2^m \sin^m \Theta_{02}} \int_{\Theta_{02}}^{\pi/2} \sin \Theta (\sin \Theta - \sin \Theta_{02}) d\Theta. \quad (10)$$

Az „ $a_2$ ” esetben — azonos feltételek mellett — a két rétegre vonatkozó általánosított sebesség-mélységfüggvény a fedő rétegsorban:

$$V_1 = A_1 z_1^{\frac{1}{n}};$$

a fekvő rétegsorban:

$$V_2 = A_2 z_2^{\frac{1}{m}};$$

és a két réteg határán, „ $z_1$ ” mélységben

$$V_1(z_1) = A_1 z_1^{\frac{1}{n}} = A_2 z_1^{\frac{1}{m}} = V_2(z_1).$$

Ebben az esetben a sugárút paraméteres egyenletei:

$$T = \frac{2n}{A_1^n p^{n-1}} \int_0^{\Theta_1} \sin^{n-2} \Theta d\Theta + \frac{2m}{A_2^m p^{m-1}} \int_{\Theta_1}^{\pi/2} \sin^{m-2} \Theta d\Theta, \quad (11)$$

$$X = \frac{2n}{A_1^n p^n} \int_0^{\Theta_1} \sin^n \Theta d\Theta + \frac{2m}{A_2^m p^m} \int_{\Theta_1}^{\pi/2} \sin^m \Theta d\Theta. \quad (12)$$

Ezen egyenletekből „ $p$ ” paraméter kiküszöbölésével egy — az útidő-görbét meghatározó — magasabbrendű parabola egyenletét kapjuk, amelynek — esetleg a „ $z_1$ ” mélységtől függő — szakadási pontja is van. Mindebből következik, hogy a mélyebb rétegsor jellemzőit ( $A_2$  és  $m$ ) csak igen körülmenyesen és csak bizonytalanul határozhatnánk meg. De ezekből az összefüggésekből az is látható, hogy a menetidő-görbék második szakaszának jellemzői, „ $k$ ” hatványkitevő és „ $b_2$ ” ordinátametszet, nemcsak az alsóbb rétegsortól függenek, hanem a fedőrétegsortól is, és így a menetidő-görbe későbbi szakasza alkalmas arra is, hogy egy — az egész üledékes rétegsorra — megközelítő sebesség-mélység összefüggést hatványfüggvény formájában szár-



maztassunk le. Feltételezzük tehát, hogy a menetidő-görbék második szakaszai is „direkt” hullám menetidő-görbétjét fejezik ki, azaz a (4) egyenletet kifejtve azt kapjuk, hogy

$$T_k = \frac{k\pi^{1/2}}{A_k} \frac{\Gamma\left(\frac{k-1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{k}{2}\right)} \left( \frac{x_k \Gamma\left(\frac{k}{2} + 1\right)}{k\pi^{1/2} \Gamma\left(\frac{k+1}{2}\right)} \right)^{\frac{k-1}{k}}, \quad (13)$$

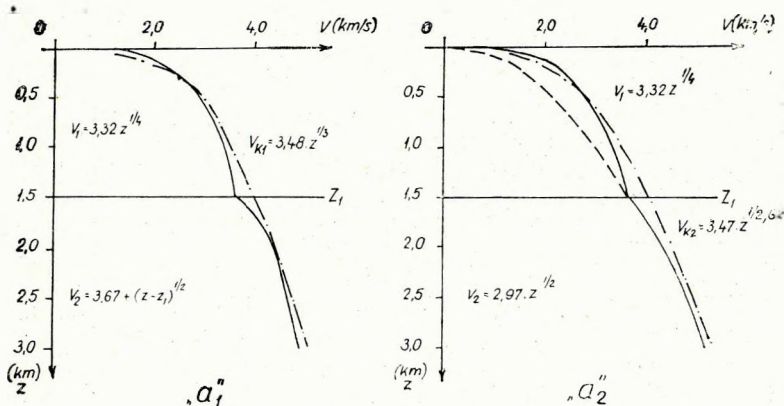
ebből az egész rétegsorra megközelítően érvényes sebességfüggvény:

$$V_k = A_k z^{\frac{1}{k}}. \quad (14)$$

A fedőösszlet háromszakaszos felbontása még egy további közelítést jelent.

### Modelszámítások és gyakorlati példák

Az előző feltételezések helyes voltának igazolására azt a két esetet vizsgáltuk, amelyet az 5. sz. ábrán láthatunk.



5. ábra

Az „ $a_1''$ ” esetnek megfelelő modelt azzal a könnyítéssel vettük fel, hogy  $V_1(z_1) = V_{02}$ , azaz

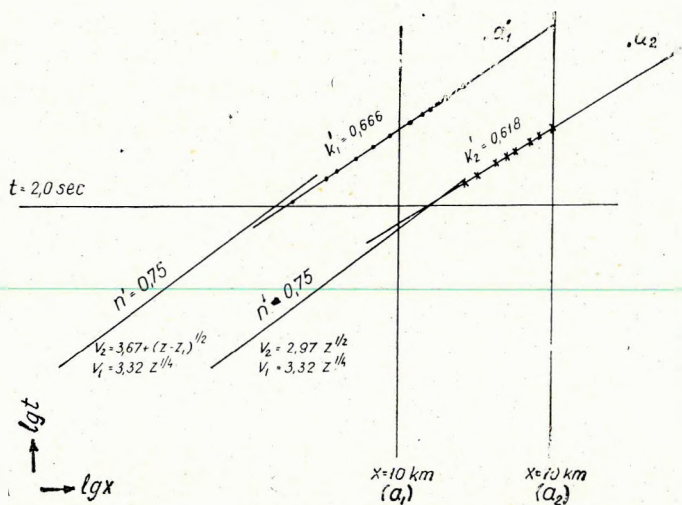
$$z_1 = 1,5 \text{ km} \quad V_1(1,5) = 3,67 \text{ km/s} = V_{02}.$$

Ennek az esetnek megfelelő menetidő-görbét (8,9) egyenletekkel kiszámítva logaritmikus koordinátarendszerben a 6. sz. ábra „ $a_1''$ ” görbéje mutatja.

Az „ $a_2''$ ” esetnek megfelelő model menetidő-görbétjét a (10, 11) egyenletekkel számítottuk ki, azzal a feltétellel, hogy

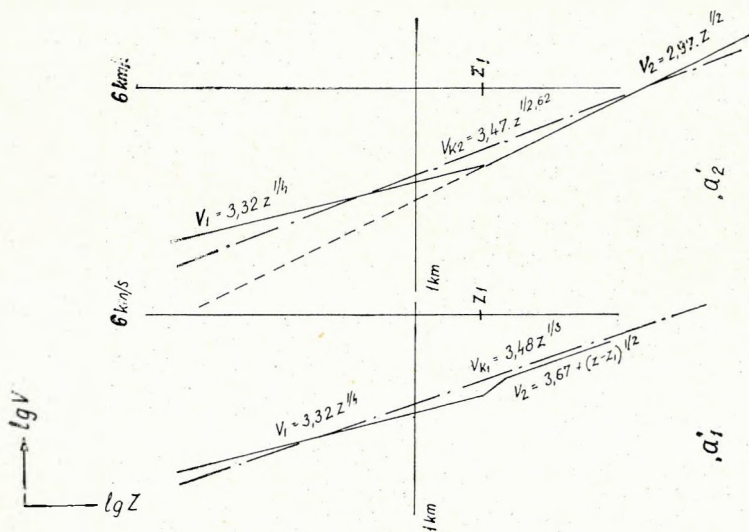
$$V_1(1,5) = 3,67 \text{ km/s} = V_2(1,5).$$

A megfelelő menetidő-görbét ugyancsak logaritmikus koordinátarendszerben ábrázolva „ $a_2''$ ”-vel jelöltük a 6. sz. ábrán.

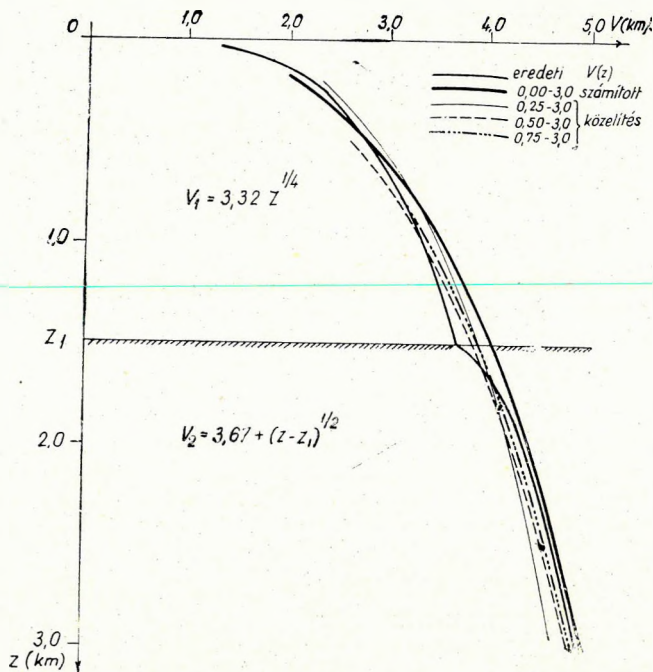


6. ábra

A két modelre kiszámított sebességfüggvényt az 5. sz. ábrán lineáris, a 7. sz. ábrán logaritmikus koordináta-rendszerben rajzoltuk meg. Az ábrákból az látható, hogy a megközelítés mindkét esetben elfogadható. Az ábrákból azt is láthatjuk, hogy a közelítő függvényre leginkább az alsó rétegsor hat. Ennek ellenőrzésére a model sebességeloszlását ( $a_1$  és  $a_2$ ) — a legkisebb négyzetek módszerének felhasználásával — egy-egy hatványfüggvénnyel akként közelítettük meg, hogy a felső rétegsor görbültebb szakaszát fokozatosan kihagytuk a számításból. Az eredményeket az I. sz. táblázat és „ $a_1$ ” esetre a 8. sz. ábra mutatja.



7. ábra



8. ábra

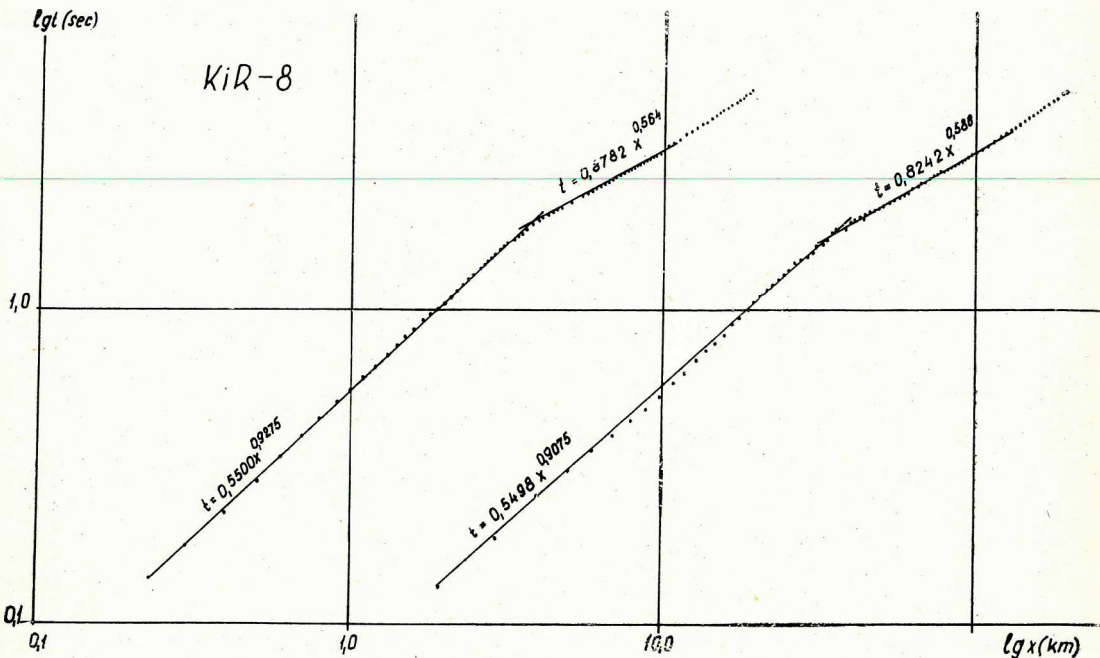
I. táblázat

$z$ (km)	$A$	$n$	$V_k = 3,48z^{1/3}$
$a_1$ 0,25 – 3,0	3,46	3,52	megközelítések
0,50 – 3,0	3,36	2,89	
0,75 – 3,0	3,39	3,03	
			$V_k = 3,47z^{1/2,61}$
$a_2$ 0,25 – 3,0	3,44	3,48	megközelítések
0,50 – 3,0	3,34	2,82	
0,75 – 3,0	3,30	2,59	

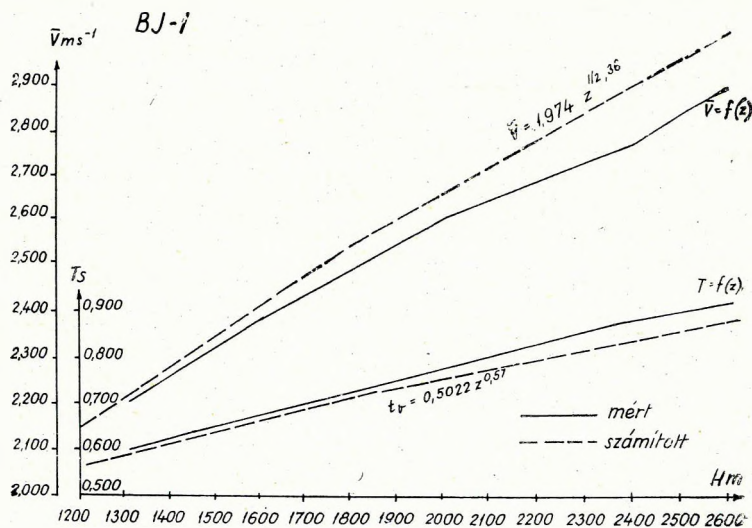
A megközelítés „ $k$ ” értékét akkor kaptuk meg legjobban, ha a felső  $\approx 750$  m hatását nem vettük figyelembe, tehát *e közelítő sebességfüggvény az alsó rétegsorra jó közelítést nyújt*, amint azt eredetileg is gondoltuk. A fedőrétegsorra a valódi direkthullám adataiból a helyes sebesség értéke mindig meghatározható.

A módszer használhatóságát két gyakorlati példán igazoljuk. Két refrakciós szelvény lövés-ellenlövéses szakaszát vizsgáltuk meg, amelyek mentén, illetőleg közelében levő mélyfúrásokból szeizmikus lyukszelvényezési adatok is rendelkezésünkre állottak. Az útidőgörbéket a 9. és 11. ábrán láthatjuk,

míg a megfelelő átlagsebesség-mélység függvényeket együttesen ábrázoltuk a BJ-1, ill. GB-17 fúrások szeizmikus lyukszelvényezési adataival a 10. és 12. ábrákon. A 10. ábrán a vertikális mélység-idő diagramot is ábrázoltuk.

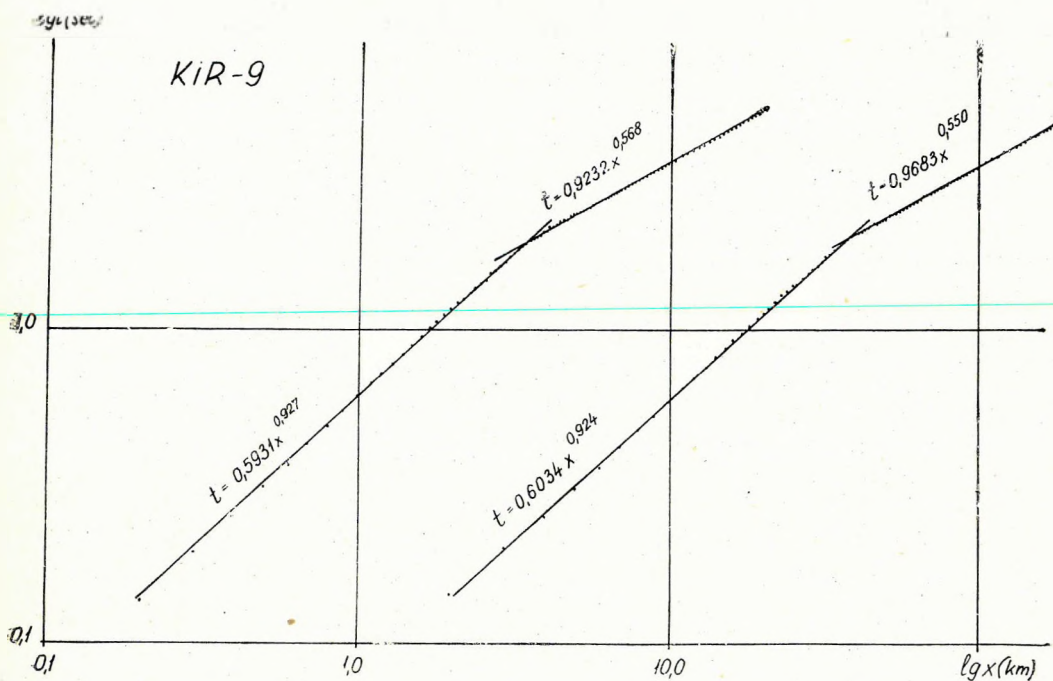


9. ábra

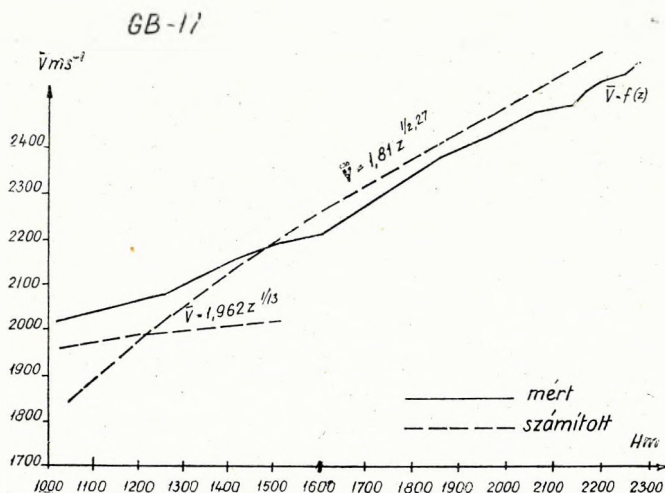


10. ábra





11. ábra



12. ábra

Megállapítható, hogy a megközelítés mindkét esetben kielégítő. A mért és számított értékek közötti maximális eltérés a KiR-9 vonal és a GB-17 mélyfúrás esetében kisebb, mint a KiR-8 és a BJ-1 esetében, de minden-

képpen 5% alatt marad. Megjegyzendő, hogy a relatív hiba előjele — hasonlóan a modelszámításéhoz — mindkét esetben pozitív.

A gyakorlati esetekben a pozitív előjel valószínűleg az anizotrópia hatásának tulajdonítható, minthogy a vertikálisban mért adatokat hasonlítottunk össze a számítással.

Egy érdekes jelenség figyelhető meg a bilogaritmikus rendszerben ábrázolt útidő-görbéken (9. — 11. ábrák), mégpedig az, hogy az alaphegység nem jelent határozott sebességnövekedést. Ezt több mérésnél is megfigyeltük, s ebből arra következtethetünk, hogy igen mély medencék esetében az üledékes fedőrétegben terjedő szeizmikus hullámok sebessége elérheti a kutatott alaphegység jellegű közetben mérhető szeizmikus hullám sebességét. Ebben az esetben refraktált hullám — fejhullám — az adott alaphegység közeteiben nem alakul ki, és így — még nagy észlelési távolságoknál is — csupán direkt hullám jellegű beérkezéseket észlelünk, amelynek látszólagos sebessége folytonosan változik.

Amint tehát a vonatkozó példákból látható — csupán két különböző sebességgradienssel jellemezhető rétegsor határozható meg, de a mélyebb határfelület szerkezeti formája csak nagy bizonytalansággal körvonalazható, legálábbis az alkalmazott észlelési távolságnál.

### Következtetés

Amint a fentiekben igazoltuk, közvetlenül a menetidőgörbékéből is jó megközelítéssel következtethetünk, az egész rétegsorra jellemző sebességfüggvényre.

A mélység-sebesség függvény már egyszerű átszámítással [3] a refrakciós határfelület szerkesztéséhez szükséges idő-mélység függvénné alakítható. Ennek olyan területen van nagy jelentősége, ahol nem állnak rendelkezésünkre lyukszelvényezési adatok.

A tárgyalat megközelítésnek még jelentősége lehet azokon a területeken is, ahol a vonatkozási szint és a felszín közötti nagyvastagságú kissebességű réteg hatását kell korrigálnunk [6]. Ezzel a közelítéssel a kissebességű rétegen belüli sebességviszonyokat meghatározva a korrekciós idők pontosságát megjavíthatjuk.

### IRODALOM

- [1] L. Y. Faust: Seismic velocity as a function of depth and geologic time. *Geophysics*, V : XVI, 2, 1951.
- [2] Posgay Károly: A Sunliao síkság átlagsebesség viszonyai. Kézirat.
- [3] H. Kaufman: Velocity functions in seismic prospecting. *Geophysics*, XVIII, 2, 1953.
- [4] J. M. Goguel: Seismic refraction with variable velocity. *Geophysics*, XVI, 1, 1951.
- [5] Bányászati kézikönyv. 1956. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- [6] C. H. Acheson: The correction of seismic time maps for lateral variation in velocity beneath the low velocity layer. *Geophysics*, XXIV, 4, 1959.
- [7] Ádám O. — Szabadváry László: Megjegyzések a táblás vidékek szeizmikus-geoelektromos kutatásához, különös tekintettel az árnyékolás esetére. 1962. Kézirat. OFF.

ХАЗ ИШТВАН:

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ  
ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ, ПРОВОДЯЩИХСЯ ВЕНГЕРСКИМ  
ГОСУДАРСТВЕННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ИНСТИТУТОМ ИМ. ЛОРАНДА ЭТВЕША

В работе описывается простой метод определения магнитных свойств (возбужденного и собственного магнитных моментов) горных пород. Описываемый метод уже годами применяется Геоманитным отделом Института. Приводятся также и формулы, используемые при работе с транслятометром Этвеша и таким образом расширяется область применения метода.

I. B. HAÁZ

DETERMINATION OF MAGNETIC CHARACTERISTICS OF ROCKS IN THE  
COURSE OF MAGNETIC RESEARCHES AT THE HUNGARIAN STATE GEOPHYSICAL  
INSTITUTE "ROLAND EÖTVÖS"

A simple method for the determination of magnetic characteristics of rocks (induced and remanent magnetisation) is dealt with. The method has been in use at the Magnetic Department of the Hungarian Geophysical Institute for some years. Formulae communicated for use with the Eötvös' translatometer extend the domain of applicability of the method.

KÖZETEK MÁGNESES TULAJDONSÁGAINAK MEGHATÁROZÁSA  
A M. ÁLL. EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET  
FÖLDMÁGNESES KUTATÁSAIBAN

HAÁZ ISTVÁN

A testek adott távolságból gyakorolt mágneses hatása arányos a mágneses momentumukkal. A Föld mágneses terében levő testek, közöttük pl. a kőzetek mágneses momentuma a földmágneses tér által bennük *indukált* mágneses momentumból és a *saját* mágnességük mágneses momentumából tevődik össze. Ennek alapján a test adott távolságban észlelt mágneses hatásából a test indukált és saját mágneses momentumának eredője meghatározható. Lehetőség azonban e kétféle mágneses momentum elkülönített meghatározása is.

Kőzetmintadarabok mágneses hatása legegyszerűbben *Schmidt-féle mágneses mérleggel* mérhető. Ha vertikális mágneses mérleget alkalmazunk és a vizsgált kőzetdarabot a mérleg mérőmágnesének forgástengelye irányában helyezzük a műszer közelébe, akkor a kőzettest mágneses momentumának



csak a *vertikális* komponensével gyakorol hatást a mérleg mérőmágnésére. A test mágneses momentumának vertikális komponense természetesen az indukált és a saját mágneses momentumának vertikális komponenséből tevődik össze.

Az indukált mágneses momentum vertikális komponensét a földmágneses térintenzitás vertikális komponensének indukáló hatása hozza létre. A  $Z$  vertikális térintenzitás a  $v$  térfogatú,  $\kappa$  szuszceptibilitású homogén izotrop testben  $\kappa v Z$  nagyságú vertikális irányú mágneses momentumot indukál, függetlenül attól, hogy a test melyik egyenese, melyik „*tengelye*” áll függőleges helyzetben. A test saját mágneses momentuma viszont a testhez kötött vektor, tehát a vertikális komponense attól függ, hogy a test melyik egyenese, azaz tengelye kerül függőleges helyzetbe. Tehát ha a test valamelyik tengelyét függőleges helyzetbe hozzuk és azután ezt a tengelyt a test megfordításával ellenkező irányúvá tesszük, akkor a testben indukált mágneses momentum vertikális komponensének nagysága és iránya *változatlan marad*, a saját mágneses momentumának vertikális komponense pedig nagyságának megtartásával *ellenkező irányúvá válik*. A test az egyik esetben az indukált és a saját mágneses momentuma vertikális komponensének összegével, a másik esetben a különbségével arányos hatást gyakorol a vertikális mágneses mérleg mérőmágnésére.

A vizsgált tengely egyik végét jelöljük meg valamilyen jellel és a függőlegesen lefelé mutató irányt tekintsük pozitív iránynak. Jelöljük a mérőműszer skálaleolvasását a vizsgálandó közetminta nélkül  $l_0$ -val, az  $r$  távolságra helyezett közetminta hatására kitérített műszer skálaleolvasását  $l_f$ -fel, ha a kiválsztott tengely megjelölt vége felül van és  $l_a$ -val, ha alul van. Nyilván  $l_f - l_0 = n_f$  és  $l_a - l_0 = n_a$  az  $f$ . illetve  $a$  helyzetű tengellyel odahelyezett test hatása skálalérészekben és  $\varepsilon n_f$ , illetve  $\varepsilon n_a$  e hatás a térerősség egységében, ha  $\varepsilon$  a skálaleolvasás egy osztályrészének megfelelő térerősség értéke. Legyen továbbá  $M$  a test saját mágneses momentumának függőlegesen lefelé irányuló komponense abban a helyzetben, midőn a vizsgált tengely megjelölt vége alul van.

Lehetne a vizsgált testet — úgy, mint a segédmágnest szokás — függőlegesen a műszer alá helyezni, sőt ebben a helyzetben kétszer akkora hatást gyakorol, mint ugyanakkora vízszintes távolságból. Mégis célszerűbb a testet a mérőmágnés vízszintes forgástengelye irányában a műszer közelébe helyezni, mert ebben az irányban a műszer keskenyebb lévén, a testet közelebb vihetjük a műszer mérőmágnéséhez. Igaz, hogy ebben a helyzetben a test hatása ugyanakkora távolságból feleakkora, mint a függőleges irányú helyzetből, de a testet feleakkora távolságba helyezve a feleakkora hatás megnyolcsorozódik, tehát négyszer akkora lesz!

Ezek szerint, a közölt jelölésekkel és a távolság reciprokának magasabb hatványait tartalmazó tagok elhanyagolásával:

$$\varepsilon n_a = - \frac{\kappa v Z + M}{r^3}$$

$$\varepsilon n_f = - \frac{\kappa v Z - M}{r^3}.$$



Ezek összege, illetve különbsége:

$$\varepsilon(n_f + n_a) = -2 \frac{\kappa v Z}{r^3}$$

$$\varepsilon(n_f - n_a) = 2 \frac{M}{r^3}.$$

Az első egyenletből  $\kappa$ , a másodikból  $m = \frac{M}{v}$  határozható meg:

$$\kappa = -\frac{\varepsilon r^3}{2vZ}(n_f + n_a)$$

$$m = \frac{\varepsilon r^3}{2v}(n_f - n_a).$$

Legyen itt

$$\frac{\varepsilon r^3}{2vZ} = C \quad n_f + n_a = c$$

$$\frac{\varepsilon r^3}{2v} = D = CZ \quad n_f - n_a = d.$$

Ezekkel a rövidítésekkel:

$$\kappa = -C(n_f + n_a) = -Cc$$

$$m = D(n_f - n_a) = Dd.$$

A testben kiválasztunk három (egymásra merőleges) tengelyt, ezeket egymás után függőleges helyzetbe hozzuk és mindegyik helyzetben az előbb ismertetett eljárást alkalmazzuk. A kiválasztott három (egymásra merőleges) tengely kiválasztott végeit egy, két, illetve három ponttal jelöljük meg és a kapott  $\kappa$  és  $m$  értékeket is e jelekkel, mint indexekkel különböztetjük meg egymástól. Homogén izotróp test mágneses szuszceptibilitása független attól, hogy a test melyik tengelye irányában mágnesesződött meg. Ezért a vizsgált test mágneses szuszceptibilitásaként a kapott három  $\kappa$  érték aritmetikai közepét fogadjuk el:

$$\kappa = \frac{\kappa_{\cdot} + \kappa_{\cdot\cdot} + \kappa_{\cdot\cdot\cdot}}{3}$$

A kapott három  $m$  érték viszont a térfogategység saját mágneses momentumának, vagyis a saját mágnesség intenzitásának, mint a testhez kötött vektornak a test három (egymásra merőleges) tengelyére vonatkozó komponenseit jelenti. Ezekből a saját mágnesség intenzitásának abszolút értéke így adódik:

$$m = \sqrt{m_{\cdot}^2 + m_{\cdot\cdot}^2 + m_{\cdot\cdot\cdot}^2}$$

az iránykoszinuszai pedig a következők:

$$\cos \alpha_{\cdot} = \frac{m_{\cdot}}{m}$$

$$\cos \alpha_{\cdot\cdot} = \frac{m_{\cdot\cdot}}{m}$$

$$\cos \alpha_{\cdot\cdot\cdot} = \frac{m_{\cdot\cdot\cdot}}{m}$$

A három koordinátatengelynek azt az irányát tekintettük pozitív iránynak, amelyik az illető tengely megjelölt vége felé irányul.

Eszerint kőzetmintadaraboknak az ismertetett eljárás szerint észlelt mágneses hatásából a kőzetminta mágneses *szuszeptibilitása* is, és a *saját mágnessége* intenzitásának a testhez kötött (egymásra merőleges) tengelyekre vonatkozó három komponense is elég egyszerű számítással jól meghatározható.

Legmegfelelőbb *néhány száz cm<sup>3</sup> térfogatú*, közel gömb alakú kőzetmintadarabok vizsgálata, de ha a megközelítésnek mérsékeltőbb fokával is megelégszünk, akkor gömb helyett „*alakatlan*” tömzs hatásának észlelése is elfogadható eredményre vezet.

A vizsgálatra kerülő kőzetmintadaraboknak nemcsak az alakja tér el a gömbalaktól, hanem általában a mágnességük sem homogén eloszlású.

Hogy a test *alaktalanságából* és *inhomogenitásából* származó hibákat bizonyos mértékben csökkentjük, a testet a függőleges tengely körül is elforgatjuk, kettő, négy vagy még több ilyen elforgatott helyzetből gyakorolt hatását is észleljük és e különböző azimutokban észlelt értékek aritmetikai közepét képezzük.

Ily módon a kőzetek mágneses szuszeptibilitását és a saját mágnességük intenzitását körülbelül  $10^{-4}$  *rendű megbízhatósággal* határozhatjuk meg. Ez a megbízhatóság a földmágneses mérések eredményeinek értelmezésében és a gyakorlati alkalmazások szempontjából teljesen kielégítő eredményt jelent. Ugyanis a  $10^{-4}$ -nél kisebb szuszeptibilitású kőzetek gyakorlatilag már hatástalannak tekinthetők.

*Az eljárás előnyei* más eljárásokkal szemben a következők:

1. A mágneses szuszeptibilitást ugyanolyan *hatásból* állapítjuk meg, mint amilyen hatásból származó anomáliák értelmezése érdekében a szuszeptibilitás-adatokat felhasználni kívánjuk.

2. A szuszeptibilitás mellett a kőzetek *saját mágnességének* intenzitását – a kőzet térfogategységének saját mágneses momentumát – is megkapjuk. Ez azért fontos, mert ha a ható kőzetnek elég intenzív saját mágnessége van, akkor a mért mágneses anomáliák magyarázatára a kőzet *indukált* mágneszettségéből származó hatás természetesen *nem elegendő*.

3. A kőzetmintát nem kell szigorúan meghatározott alakúvá tenni, sem porrá törni vagy feloldani, hanem a *helyszínen talált* vagy a *fúrásból származó* állapotában lehet vizsgálat alá venni.

4. Nincs szükség összehasonlító vagy hitelesítő test szuszceptibilitásának ismeretére, mert eljárásunk *nem relatív*, hanem *abszolút* szuszceptibilitás- és saját mágnesség-adatokat szolgáltat.

5. Az eljárás *terepen* is minden különösebb kiegészítő berendezés nélkül alkalmazható.

\*

Közetminták (saját és indukált) mágneses momentumának magnetométerrel történő meghatározását a külföldi szakirodalom is tárgyalja [1]. Nálunk az eljárás alapgondolatát *Eötvös Loránd* már *a múlt század végén alkalmazta*. *Eötvös* azonban a testek mágnességének nem a földmágneses tér intenzitására, hanem az *intenzitás gradiensére* gyakorolt hatását mérte meg az általa szerkesztett *mágneses transzlatométerrel* [2]. Ez a hatás a távolság reciprokanak nem a harmadik, hanem a negyedik hatványával arányos. A szuszceptibilitásnak és a saját mágnesség intenzitásának kiszámítása az észlelt hatásból ugyanúgy történik, mint a Schmidt-féle vertikális mágneses mérleg alkalmazása esetén:

$$\kappa = -C(n_f + n_o)$$

$$m = D(n_f - n_o)$$

azzal az eltéréssel, hogy a  $C$  és  $D$  szorzókban most  $r^3$  helyett  $r^4$  szerepel és a számbeli együttható is más:

$$C = \frac{\epsilon r^4}{6vZ}$$

$$D = \frac{\epsilon r^4}{6v} = CZ.$$

Maga *Eötvös* nagy gondot fordított a földmágneses mérések területéről származó közetek mágneses vizsgálatára. Egyszerű *mágneses tájolót* is szerkesztett, amelynek segítségével a közetdarab fekvése az *eredeti lelőhelyén* meghatározható és ennek alapján a testhez kötött tengelyekre vonatkozó  $m_x$ ,  $m_y$ ,  $m_z$  komponensekből a saját mágnesség térbeli iránya is megállapítható. A közet saját mágnességét a közet lehűlésekor fennállott földmágneses tér indukáló hatásából megmaradt mágnességnek tekintve, ebből az *egykori földmágneses tér* intenzitásának irányára és esetleg a nagyságára lehet következtetni.

Hasnoló vizsgálatokat végzett ezzel az eszközzel *Eötvös régi téglák és agyagedények* mágnességére és ezek alapján ilyen edények korának meghatározására, illetve koruk ismeretében a földmágnesség illető korbeli *inklináció-jára* [3].

Az *Eötvös-féle* mágneses transzlatométer a mágneses szuszceptibilitás meghatározására egy nagyságrenddel pontosabb eszköz, mint a Schmidt-féle mágneses mérleg. Egyik eredeti példánya a tihanyi obszervatóriumunkban ma is használatban van, egy másik eredeti példánya megrongálódott állapotban szintén megvan és még szó lehet a helyreállításáról. Ugyancsak megvan és a földmágneses osztályon használatban van az említett tájolós közet-helyzetmeghatározó műszer két példánya is. Megvan még az a fából készült



kőzetbefogó szerkezet is, amelyet Eötvös alkalmazott a kőzet-mintadarabok meghatározott helyzetben történő rögzítésére. Újabban munkatársaink nem-mágneses fémalkatrészekből szerkesztettek kőzetbefogó szerkezetet, amely egy másik Schmidt-műszer állványán helyezhető a mérő Schmidt-műszer mellé, rajta a befogott kőzet függőleges és vízszintes tengely körül forgatható és a kívánt helyzetben rögzíthető. Alkalmas módon, kihúzható és visszatolható mérőlécen az  $r$  távolság is leolvasható.

## IRODALOM

- [1] Reich – Zwerger, *Taschenbuch der angewandten Geophysik*, Leipzig 1943. 293. old.  
[2] Vizsgálatok a gravitáció és mágnesség köréből. Math. és Term. tud. Ért. 14. 1896. 221 – 266. old. – *Untersuchungen über Gravitation und Erdmagnetismus*. Math. u. Naturwiss. Berichte aus Ungarn, 13. 1896, 193 – 243. – Roland Eötvös *Gesammelte Arbeiten*. Herausgegeben von P. Selényi. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1953. 27 – 68.  
[3] A mágnesi inklinációról a múlt időben. Előadás a Math. és Phys. társulatban 1900. február 1-én. Kivonat az ismertetése: Term. tud. Közl. 32. 1900. 246 old. (A névjegyzék és tárgymutató szerint az ismertetést Mikola S. írta.)



OTTLIK PÉTER

**О ЗАВИСИМОСТИ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН,  
ОПРЕДЕЛЕННЫХ УЛЬТРАЗВУКОВЫМ МЕТОДОМ, ОТ ДРУГИХ  
ФИЗИЧЕСКИХ И ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ НЕКОТОРЫХ ГОРНЫХ ПОРОД  
ВЕНГРИИ**

В работе описываются исследования, проведенные в лабораторных условиях ультразвуковым методом для определения скоростей распространения упругих волн в ряде карбонатных пород (главным образом известняков) и в некоторых силикатных породах, а также для выяснения зависимости скоростей от других физических и химических характеристик этих пород. Результаты исследований показывают, что для карбонатных пород скорость распространения упругих волн является функцией химической чистоты и значения скоростей, определенные лабораторными измерениями, оказываются на 800–1000 м/сек. Завышенными по сравнению с значениями, полученными в полевых условиях. Выяснение причины данного явления требует проведения дальнейших исследований.

P. OTTLIK

**THE RELATION BETWEEN VELOCITY-VALUES DETERMINED ULTRASONICALLY,  
AND OTHER PHYSICAL AND CHEMICAL PROPERTIES OF SOME HUNGARIAN ROCKS**

The seismic velocity as well as the relation between the seismic velocity and other physical and chemical properties of a number of carbonateous (mainly limestones) and a few siliceous rocks has been investigated in laboratory.

In general it occurred, that seismic velocity in carbonateous rocks – among others – is a function of chemical purity; further the laboratory values are by 800 – 1000 m/s greater than those of the field. The reason of the latter needs further investigations.

**HAZAI KÖZETEK BEN ULTRAHANGGAL MEGHATÁROZOTT  
SEBESSÉGÉRTÉKEKNEK ÉS EGYÉB FIZIKAI, KÉMIAI  
JELLEMZŐINEK ÖSSZEFÜGGÉSE**

OTTLIK PÉTER

**A mérés elvi alapjai**

A méréseket ultrahang-frekvenciás műszerrel végeztük. A mérési eljárás abból áll, hogy ismert vastagságú kőzetlemezben ismert frekvenciájú rezgésekkel megállapítjuk a rezonáns frekvenciát. A rezonáns frekvenciából és a lemez vastagságából a rezgés terjedési sebessége kiszámítható. Ez gyakorlati-

lag úgy valósítható meg, hogy a vizsgált kőzetlemez egy oszcillátorral gerjesztett kvarckristályra helyezzük. A kvarckristály rezgései folytonosan behatolnak a kőzetmintába és annak szemközti felületéről visszaverődnek. A kvarckristály rezgésszámát az oszcillátorral változtatva elérhetjük, hogy a kőzetlemezbe lépő és a kőzetminta önfrekvenciája rezonanciában legyen. A rezonanciát az energia hirtelen megnövekedése jelzi. Az energia növekedését egy mikroampermérővel, vagy akusztikusan, esetleg egyidejűleg mindkét módon észlelhetjük.

Az alaphfrekvencia, azaz a minimális rezgésszám, amelynél ez a rezonancia előfordulhat, arányos a hangrezgés terjedési sebességével a mintában, és fordítva arányos a mintavastagság kétszeresével.

Rezonancia az alaphfrekvencia felharmónikusainál is jelentkezik. Ezért az alaphfrekvenciát az egymásra következő felharmónikusokhoz tartozó rezonanciacsúcsok frekvenciaértékeinek különbségeiből is meghatározhatjuk.

Az eddigiek alapján a sebesség értékét a  $V = 2d \cdot \delta f$  képlet adja meg, ahol  $d$  a kőzetlemez vastagsága,  $\delta f$  pedig a szomszédos rezonanciacsúcsok között levő frekvenciakülönbség.

A sebességértékek számításához sem niféle korrekciót nem alkalmaztunk.  $30 \times 29$ ,  $6 \times 45$ ,  $30 \times 29$ ,  $8 \times 59$  és  $30 \times 29$ ,  $7 \times 100$  mm élhosszú alumínium próbatesteken végzett mérések azt mutatták, hogy a geometriai méretek ilyen mértékű eltérései a sebesség értékét 2%-on belül változtatják meg. Ez pedig az adatok természetéből és tájékoztató jellegéből kifolyólag elhanyagolható, a méréshez felhasznált minták méretei nem különböztek ilyen értékben egymástól.

### A mérés gyakorlati kivitele

A mérést a kőzetből kifűrészelt mintákon végeztük. A mintákat úgy alakítottuk ki, hogy azok két párhuzamos sík által határolt lemezek legyenek. Ahol a mintán a kőzet rétegezethez látni lehetett, ott a lemezt a rétegezethez párhuzamosan vágtuk ki. A lemez vastagsága általában 6–12 mm között változott, alapterülete pedig megközelítően  $40 \times 40$  mm volt. A minták oldallapjait nem dolgoztuk ki, azaz szabálytalan törési felületűek voltak. A fűrészelt felületek egyenetlenségeit csiszolással tüntettük el. A kvarckristály és a minta felületének illeszkedése ui. befolyásolja a mintába jutó energia mennyiségét. A minta csiszolt felületének simasága az energia visszaverődéséhez szükséges. Érdes felületen az energia szétszóródva verődik vissza, s így a rezonancia nem alakulhat ki. A kristály és a minta illeszkedését vékony vazelin réteggel javítottuk.

A mérést 0,65–2,0 Mc frekvencia tartományban végeztük, aminek 6000 m/s sebességnél 0,009–0,003 m között változó hullámhossz felel meg. A gerjesztett kvarckristály méréshez felhasznált felületének átmérője 35 mm, azért a mintának sem kell ennél nagyobbnak lennie. A rezonanciát egyidejűleg milliampermérővel és akusztikusan észleltük. A minták vastagságát 1/20 mm pontossággal tolómérővel mértük.

### A mérés hibaforrásai

A mérési eredményt befolyásolja a mért lemez és a kristály közötti illesztés foka, az illesztéshez használt anyag, a kristály vastagsága, a gerjesztő frekvencia és a kristály önfrekvenciája közötti különbség. Ezen tényezők közül az első kettőt, a minták felületeit azonos simaságúra csiszolva és az illesztéshez mindig vazelint használva, igyekeztünk azonosnak tartani. Mivel a mérésekhez mindig ugyanazt a kristályt használtuk fel és azonos frekvencia-tartományban mértük, így ezek mint változó hibaforrások elhanyagolhatók, az általuk okozott szisztematikus hiba pedig nem haladja meg a tájékoztató jellegű mérés pontosságának határait.

A mérések során a legtöbb hibát a kőzetlemezre csiszolt felületek nem párhuzamos volta, a vastagságmérések és a rezonanciacsúcsok leolvasásának pontatlansága okozta.

Az, hogy a méréshez felhasznált felületek nem párhuzamosak, egyrészt a rezonancia kialakulását zavarja (sőt bizonyos méréken felül a mérést is lehetetlenné teszi), másrészt a vastagságmérést teszi bizonytalanabbá.

A rezonanciacsúcsok frekvenciaértékének pontos leolvasását a csúcsok lapos, határozatlan volta nehezíti meg. A rezonancia határozottságát a minta visszaverő felületének simasága, a mintán belül levő inhomogenitás vagy diszkontinuitási felület és egyes kőzettani tulajdonságok is befolyásolják.

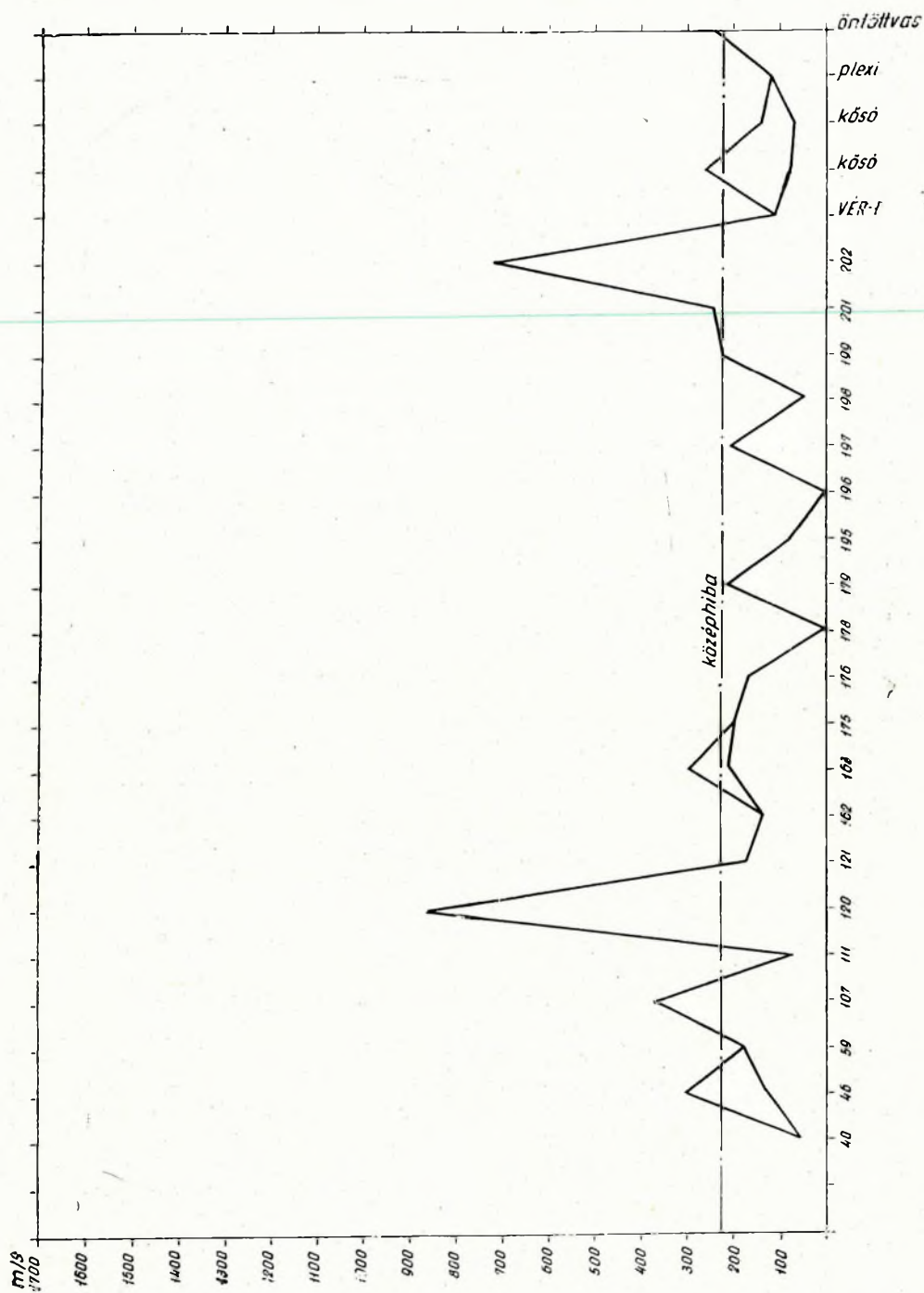
A minták közül a  $\text{SiO}_2$ -tartalom 20 kőzetnél haladja meg a 9%-ot. Ezeknek nagy részén, 14 mintán nem lehetett rezonanciacsúcsot észlelni. Ennek oka az lehet, hogy a  $\text{SiO}_2$  a mészkövek homogenitását bontja meg és így closozlási módjától és mennyiségétől függően zavarja, esetleg meg is akadályozza a rezonancia kialakulását. Ezt bizonyítja az a tény, hogy az összes mért minta  $\text{SiO}_2$ -tartalmának átlaga 17%, azoké a mintáké pedig, amelyeken sebességértéket sikerült kapni, 6%. Szélső esetet képeznek a homokkövek, amelyeken szemcsés szerkezetük miatt csak kivételes esetben lehetett rezonanciát észlelni, és ezt is csak ott, ahol a kötőanyag és szemcse közötti fizikai különbség kicsi (pl. kovasavval cementált homokkő).

A mérés középhibájának megismerése végett 25 mintán több ízben is meghatároztuk a sebesség értékét (1. ábra). A középhiha ezekből a mérésekből 227 m/s-nak adódott. Ez ilyen jellegű mérésnél még megengedett.

A mellékelt táblázaton (1. táblázat) az egyes vastagságmérések és az egyes rezonanciacsúcsokhoz tartozó frekvenciaértékek közötti eltéréseket láthatjuk az eredményül kapott sebességekkel együtt. Ez a táblázat az egyes mérések eltérésének a végeredményt módosító hatását is mutatja. A táblázat szerint a vastagságmérésnél elkövetett hiba max. 0,2 mm, de általában nem haladja meg a 0,1 mm-t.

A táblázatban elsőként feltüntetett 40 sz. felső triász dolomitos mészkőből vett 9,8 mm és 19,4 mm vastag lemezen végzett mérések eredményei, amelyek a hibahatáron belül egyeznek, az említett alumínium etalonon végzett mérésekkel együtt bizonyítják, hogy a minta vastagsága nem befolyásolja a végeredményt.





1. ábra. A sebességmérés adatainak szórása



1. táblázat

Az ismételt mérések eltérései

Minta- szám	$d_1$ mm	$d_2$ mm	$d_1 - d_2$	$f_1$	$f_2$	$f_1 - f_2$	$V_1$	$V_2$	$\epsilon V$
40	9,8	19,4	9,6	0,308	0,155		6050	6000	50
46	8,5	8,3	0,2	0,35	0,34	0,01	5950	5650	300
59	7,9	7,9	0,0	0,38	0,39	0,01	6000	6170	170
107	9,4	9,4	0,0	0,32	0,30	0,02	6020	5650	370
111	9,1	9,0	0,1	0,34	0,34	0,00	6200	6120	80
120	9,3	9,2	0,1	0,25	0,30	0,05	4660	5520	860
121	8,8	8,8	0,0	0,35	0,34	0,01	6160	5990	170
162	6,9	6,9	0,0	0,39	0,40	0,01	5380	5520	140
163	10,6	10,7	0,1	0,30	0,31	0,00	6350	6650	300
175	9,5	9,5	0,0	0,31	0,30	0,01	5900	5700	200
176	11,3	11,4	0,1	0,26	0,265	0,005	5880	6050	170
178	8,7	8,7	0,0	0,31	0,31	0,00	5400	5400	0
179	6,4	6,5	0,1	0,42	0,43	0,01	5380	5600	220
195	8,6	8,5	0,1	0,36	0,36	0,00	6200	6120	80
196	10,5	10,5	0,0	0,30	0,30	0,00	6300	6300	0
197	10,5	10,5	0,0	0,30	0,29	0,01	6300	6100	200
198	11,9	12,0	0,1	0,25	0,25	0,00	5950	6000	50
199	8,0	8,1	0,1	0,37	0,35	0,02	6900	5670	230
201	6,1	6,1	0,0	0,45	0,47	0,02	5500	5740	240
202	8,2	8,1	0,1	0,37	0,33	0,04	6070	5350	720

Eljárásunkkal a méréshez előkészített mintáknak csak mintegy 50%-án sikerült sebességértéket meghatározni. A minták egy részénél a porozitás, a másik részénél a  $\text{SiO}_2$ -tartalom miatt rezonancia egyáltalán nem, vagy csak igen gyengén volt észlelhető. Voltak azonban olyan minták is, amelyeknek porozitása és  $\text{SiO}_2$ -tartalma olyan csekély, hogy ez nem lehetett az oka a rezonancia elmaradásának. Ezeknél a mérés sikertelensége nyilván az előbb említett valamelyik hibaforrással, vagy közettulajdonsággal magyarázható, pontosan megmondani azonban nem tudjuk.

### Eredmények

Abban a kedvező helyzetben voltunk, hogy a Magyar Állami Földtani Intézettől olyan mintasorozatot kaptunk, amelynek földtani kora, sűrűsége, térfogatsúlya, porozitása,  $\text{SiO}_2$ - és  $\text{CO}_2$ -tartalma ismert volt (2. táblázat). (A kémiai úton meghatározott összetevők mennyiségét szokás szerint oxidos formában adták meg, ezért a  $\text{SiO}_2$  tulajdonképpen az összes Si-t, a  $\text{CO}_2$  pedig az összes szervesetlen C-t, azaz karbonáttartalmat jelenti.) Így a sebességértékeket közvetlenül össze lehetett hasonlítani a kőzetek egyéb adataival. A mintasorozatot kibúvásokról gyűjtötték.

Az eredmények feldolgozásánál a matematikai statisztika módszereit alkalmaztuk. A kapott adatok közötti összefüggést kísérlet- és összehasonlítás-képpen megpróbáljuk több módon is ábrázolni és a számolt mutatókkal jelmezni. Erre azért van szükség, mert az összefüggés nem minden esetben nyilvánvaló, a statisztika módszereivel pedig az összefüggések mértéke és minősége grafikusán és számszerűen is megadható.

2. táblázat

Sor-szám	Kőzet	Kor	Sebes-ség	Sűrűség	Térf. %	Porozitás	SiO <sub>2</sub>	CO
19	Kőzet lisztes dolomitos mk.	liász	5580	2,72	2,53	6,98	21,35	31,66
21	„ agyagos mk.	dogger	4060	2,80	2,52	10,00	12,25	33,67
33	Anhidrit	a. triász	5530	2,89	2,81	2,42	2,65	50,75
35	Meszes aleurit	„	5100	2,69	2,50	7,06	43,49	14,41
37	Dolomit	k. triász	6460	2,69	2,54	5,50	0,20	46,92
40	Dolomitos mészkő	f. triász	6025	2,75	2,64	4,00	1,62	40,55
46	Tömött mészkő	„	5790	2,73	2,60	4,26	0,00	43,42
57	„	k. triász	5960	2,68	2,53	5,60	0,15	42,79
58	Dolomit	„	5800	2,84	2,65	6,30	0,13	46,60
59	Dolomitos mészkő	a. triász	6080	2,82	2,67	5,47	0,31	43,88
86	Tömött mészkő	a. kréta	5950	2,76	2,60	5,79	0,82	42,38
88	Tömött kővületes mészkő	„	4370	2,70	2,59	4,37	10,61	37,95
90	Tömött mészkő	„	4750	2,69	2,51	6,69	5,31	38,79
107	„	f. triász	6020	2,85	2,52	11,40	0,24	43,12
108	„	k. triász	5940	2,73	2,63	4,00	1,47	42,49
111	Breccasós mészkő	f. triász	6160	2,70	2,46	8,90	3,30	39,93
120	Tömött mészkő	dogger	5090	2,70	2,48	8,60	1,59	41,78
121	„	„	6080	2,68	2,44	9,80	1,59	42,22
131	Kőzetlisztes tűzkő	k. triász	4420	2,59	2,40	7,00	81,68	5,51
161	Tömött mészkő	„	5800	2,90	2,81	3,10	5,59	38,74
162	„	„	5450	2,63	2,54	3,80	0,32	42,61
163	Dolomit	f. triász	6520	2,81	2,68	4,60	0,00	46,19
165	Tömött mészkő	a. triász	4850	2,90	2,69	7,20	0,93	42,13
167	Lyukacsos dolomit	„	6100	2,78	2,58	7,10	0,80	45,24
169	Tömött mészkő	„	5040	2,59	2,50	7,30	4,10	39,62
175	Tűzköves mészkő	k. triász	5800	2,78	2,60	6,47	7,73	39,22
176	Tömött mészkő	„	5960	2,66	2,56	3,75	0,61	42,54
178	Homokos mészkő	a. kréta	5400	2,80	2,64	5,71	19,27	33,26
179	Requiénias mészkő	„	5490	2,76	2,62	5,00	0,15	43,18
195	Tömött mészkő	„	6160	2,90	2,84	2,30	0,25	42,48
196	„	malm	6300	2,69	2,62	2,60	0,17	42,52
197	„	a. kréta	6200	2,65	2,31	12,80	0,20	41,93
198	„	„	6000	2,75	2,63	5,20	0,37	42,13
199	„	k. triász	5780	2,77	2,68	4,10	1,97	41,41
201	„	„	5620	2,62	2,56	2,10	0,79	42,49
202	„	„	5710	2,81	2,74	2,64	0,09	42,49

Ezt a célt leginkább a korrelációs koeficiens, ennek négyzete a szorosság, a regressziós egyenesek, a standard hiba, végül a korrelációs görbe számításával vagy szerkesztésével érjük el.

A korrelációs koeficiens az  $r = \frac{\sum xy}{n\sigma_x\sigma_y}$  képlettel számoltuk, ahol  $x$  és  $y$  az egyes pontoknak a számtani középértéktől való eltérését,  $n$  az adatok számát jelenti.

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{(x - \bar{x})^2}{n}} \text{ és } \sigma_y = \sqrt{\frac{(y - \bar{y})^2}{n}} \text{ képlettel kapjuk.}$$

A regressziós egyeneseket a  $Y' = b(x - \bar{x}) + \bar{Y}$  képlettel számoltuk. A két változó összefüggését  $X$ -nek  $Y$ , és  $Y$ -nak  $X$ -re vonatkoztatott regresszió-

jával, tehát két egyenessel fejeztük ki. A két egyenes által bezárt szög is mutatja a kapcsolat mértékét. Ha  $r = 1$ -gyel, a két regressziós egyenes egybeesik.

Az ilyenfajta jellemzés természetesen annál pontosabb, megbízhatóbb, minél nagyobb számú adatot használunk fel. Ezért lehet, hogy az általunk kapott eredmények az idők folyamán az adatok számának növekedésével módosulni fognak. Első közelítésben a továbbiakhoz azonban jó támpontul szolgálhatnak az alant következők.

Az eddigi mérésekkel 21 triász, 7 jura és 10 kréta korú kőzet sebességét határoztuk meg. A sebességértékeknek a földtani korrall való összefüggését a 2. ábra mutatja. Ezen az ábrán az egyes minták korát igyekeztünk minél pontosabban megjelölni: a „triász” mező aljára felrakott értékek alsótriász korú kőzetek értékei, a mező közepén és tetején elhelyezkedő pontok pedig rendre középső, ill. felsőtriász korú mintákon észlelt sebességértékeknek felelnek meg.

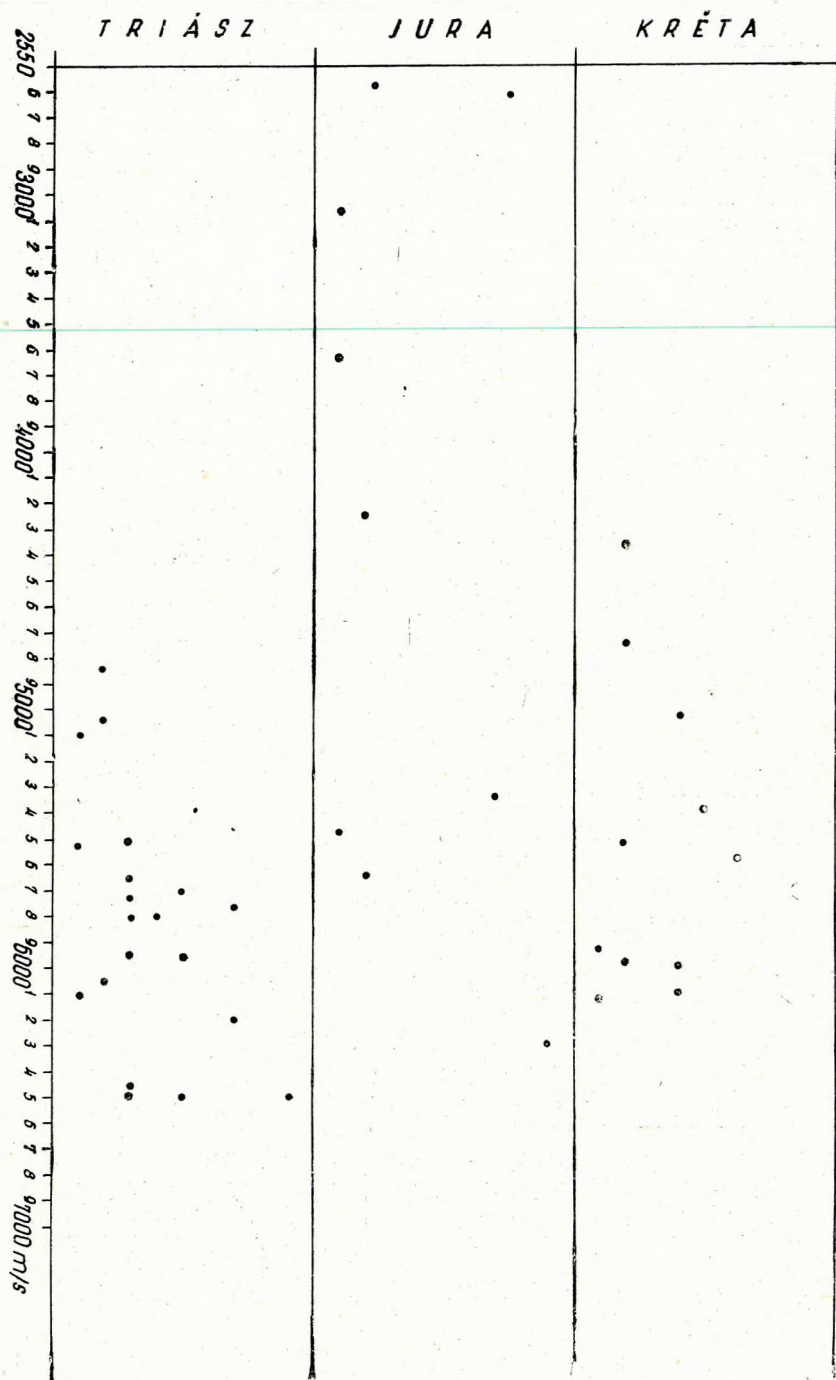
Az ábra szerint a sebességértékek zöme az 5000 – 6500 m/s intervallumba esik, mind a triász, mind pedig a jura és kréta korú kőzeteknél. Ezek között a határok között a pontok látszólag rendszertelenül helyezkednek el, vagyis az ábra alapján a sebességek látszólag függetlenek a földtani kortól. Ennek a tapasztalattal ellentmondó látszatnak az az oka lehet, hogy eddig csak nagyjából azonos kifejlődésű mészkőveken sikerült sebességet meghatározni. Ezért az általános összefüggés megállapításához további, szélesebb földtörténeti és kőzettani tartományt felölelő mintákon végzendő mérések szükségesek.

A vizsgált minták sűrűségértékei 2,6 – 2,9 g/cm<sup>3</sup> határok között egyenletesen helyezkednek el, mint azt a 3. ábrán láthatjuk. A kisebb sűrűségértékek-nél a sebességértékek jobban szóróznak, mint a nagyobbaknál. A sebesség-értékek szórásának megfelelően a korrelációs görbe eltérése a kiegyenlítő egyenestől a kisebb sűrűségek-nél nagyobb, mint a 2,7 – 2,9 g/cm<sup>3</sup> tartományban, ahol jól simul az egyeneshez. Eszerint a sebesség első közelítésben a sűrűséggel növekszik. A kapcsolat lazaságát az ábrán feltüntetett  $r = 0,31$ ,  $r^2 = 9,7\%$ ,  $s = \pm 489,3$  értékei számszerűen, a regressziós egyenesek pedig szemléletesen mutatják.

Mint látjuk a számítások alapján, a sebesség-sűrűség-összefüggés pozitív tendenciájú, de igen kis mértékű. Ez arra vall, hogy a sűrűség növekedésével más anyagi jellemzők is változnak, amelyek a kőzet rugalmassági tulajdonságait befolyásolják, mert a sebesség a sűrűség négyzetgyökével fordítva arányos.

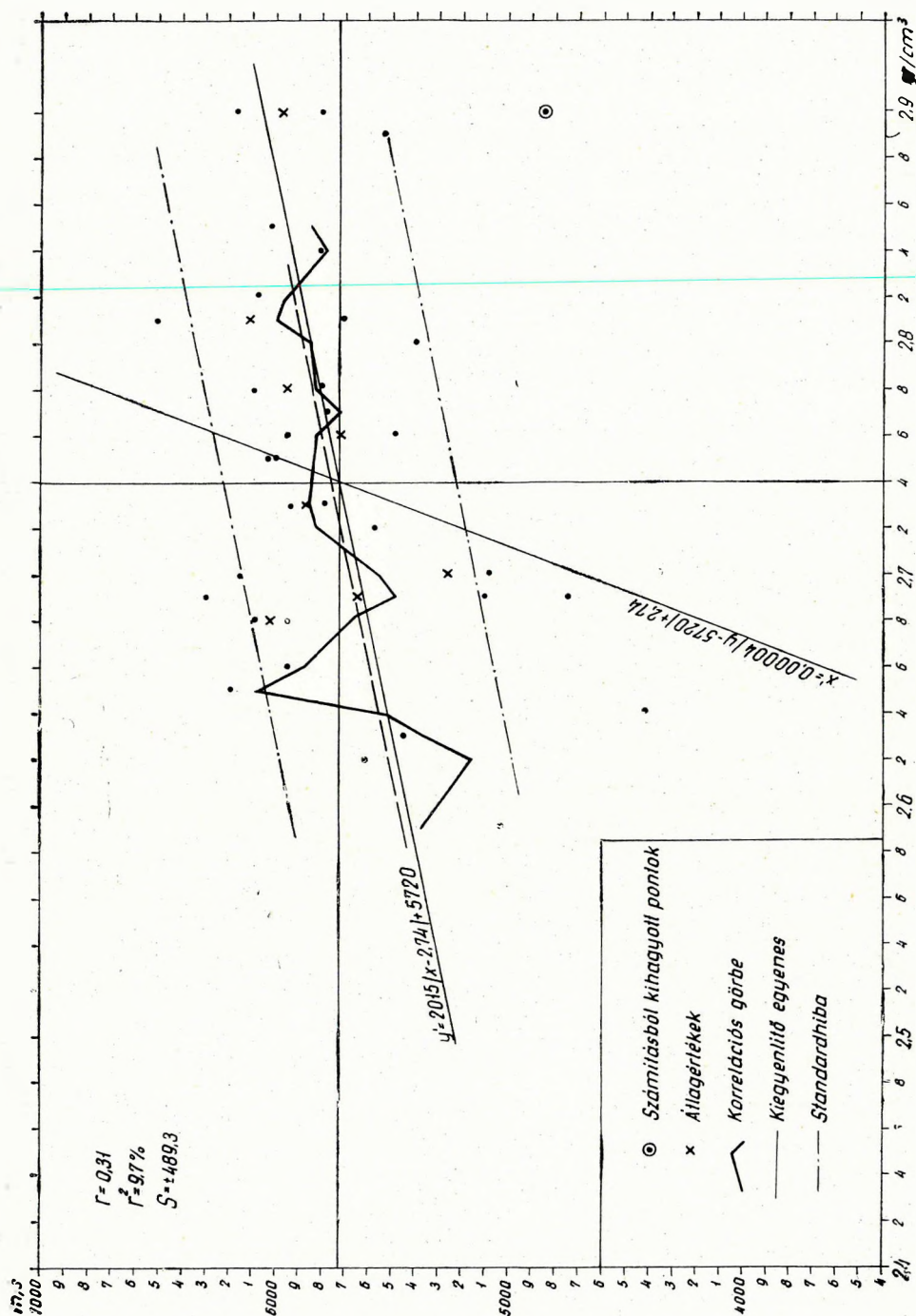
A térfogatsúlyértékek 2,44 – 2,82 g/cm<sup>3</sup> határok között változnak (4. ábra). A helyzet gyakorlatilag azonos az előbbivel a sebesség-térfogatsúly-összefüggés-nél is. A korrelációs koeficiens értéke valamivel nagyobb, 0,34 és a regressziós egyenesek által bezárt szög ennek megfelelően kisebb, mint a sebesség-sűrűség-összefüggés esetén. Ez azt mutatja, hogy a sebesség jobban függ a térfogatsúlytól, mint a sűrűségtől, ami természetes is, hiszen a valóságban az anyagok térfogatsúlyukkal fordulnak elő, és így mi is ilyen állapotú kőzeteken kapjuk a sebességértékeket, míg a sűrűség laboratóriumban meghatározott érték.



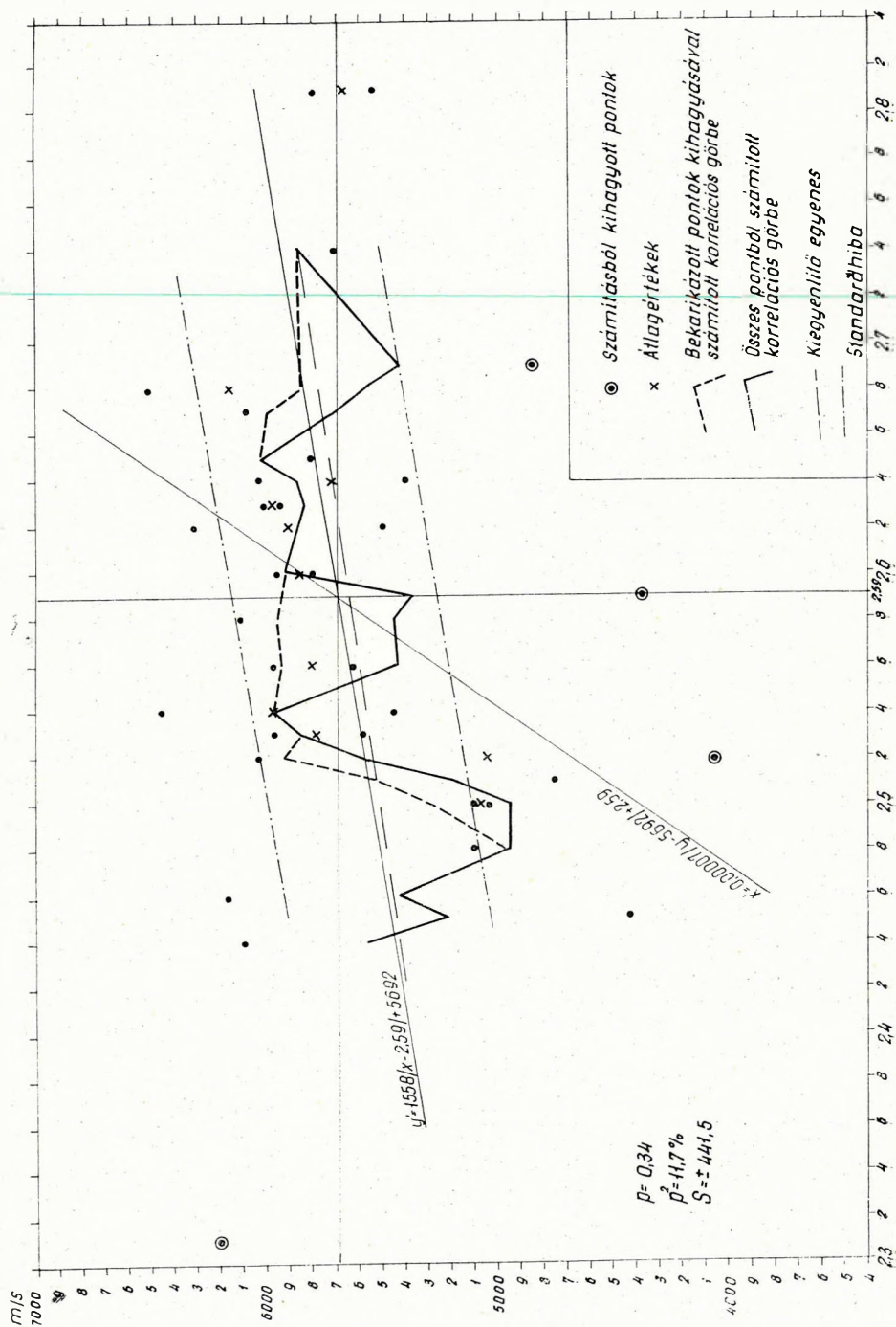


2. ábra. Sebesség – földtani kor

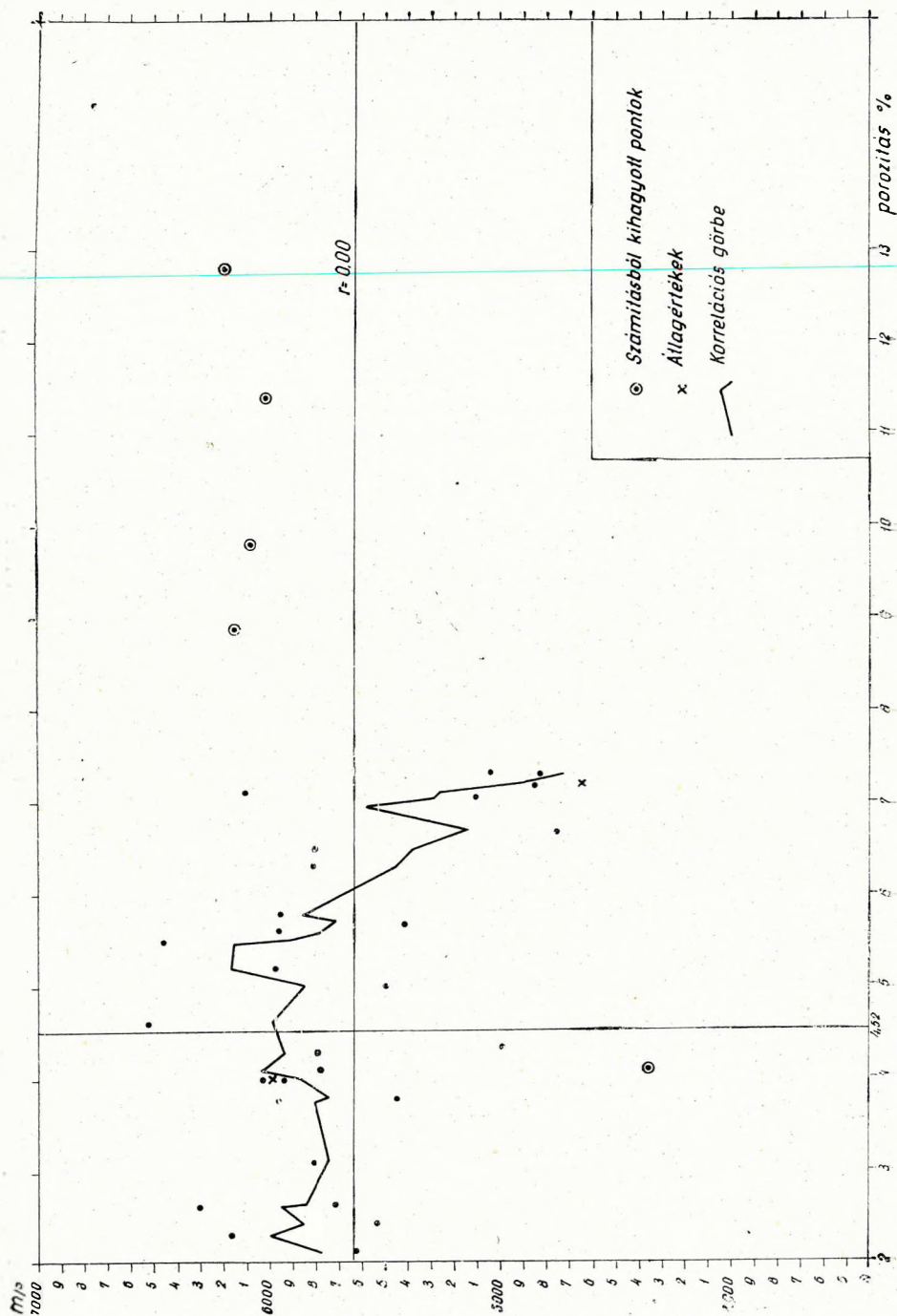




3. ábra. Sebesség – sűrűség

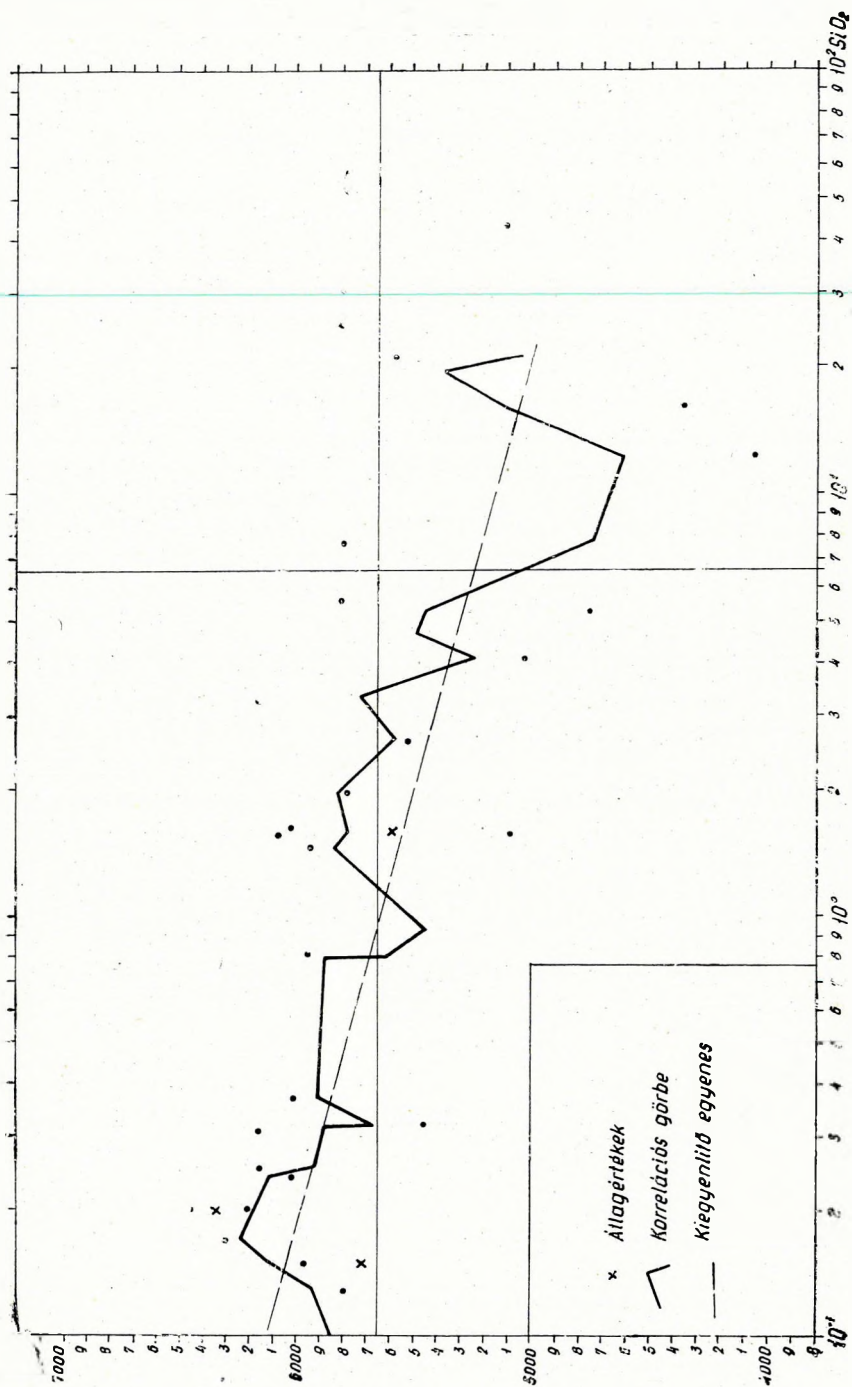


1. ábra. Sebesség - térfogatsúly

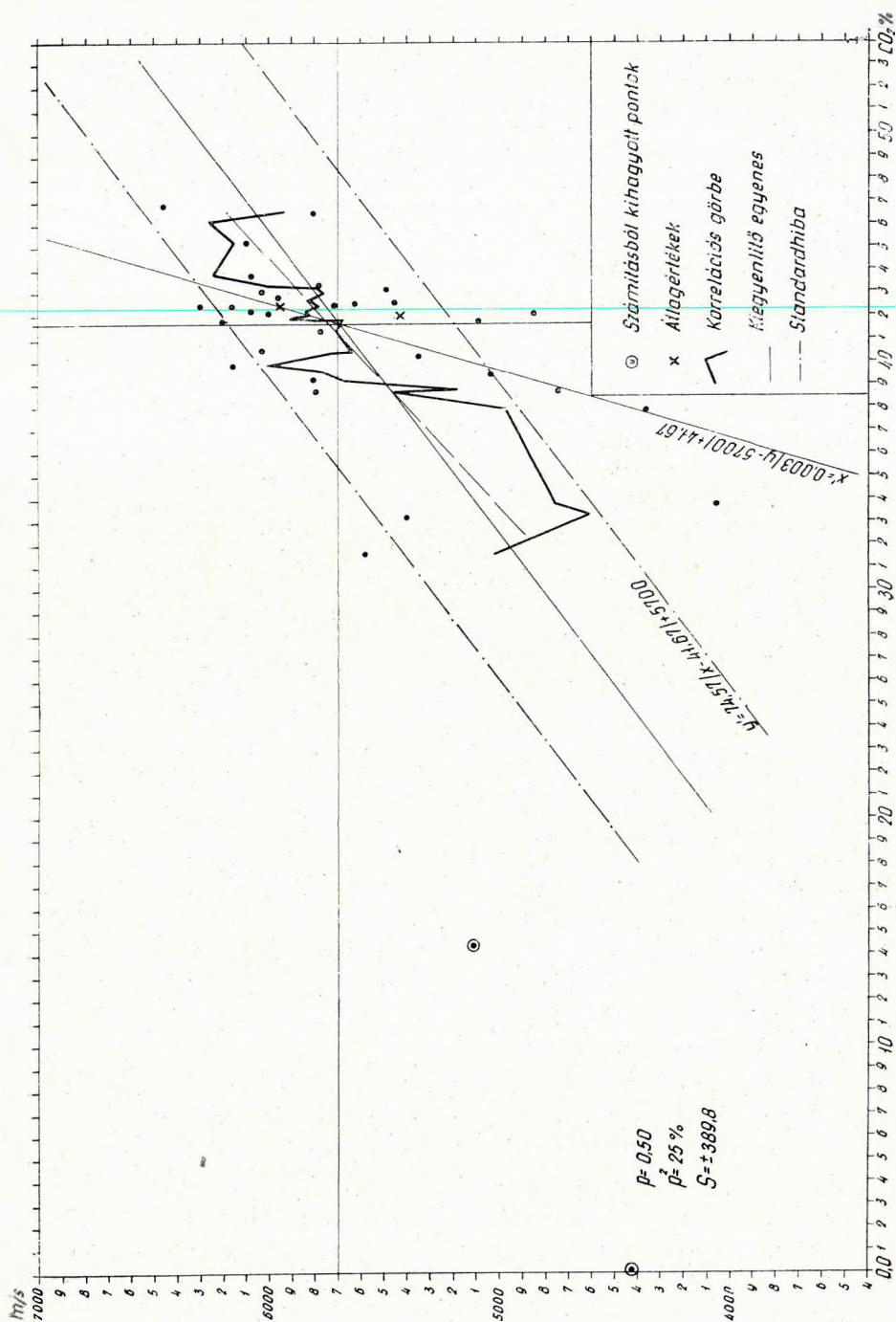


5. ábra. Sebesség - porozitás



6. ábra. Sebesség -  $\text{SiO}_2\%$




 7. ábra. Sebesség — CO<sub>2</sub>%

A térfogatsúly és a porozitás egymással fordítva arányosak. Ez a sebesség-porozitás összefüggését mutató 5. ábrán látható is, bár itt csak a korrelációs görbét szerkesztettük meg. A görbe lefutása alapján feltételezhető, hogy a sebesség-porozitás-kapcsolat regressziója nem egyenes. Ezért a regressziós egyeneseket nem számítottuk ki, a korrelációs koefficiens értéke pedig a fentiek miatt 0.

A vizsgált minták legnagyobb részét karbonátos, üledékes kőzetek. Ezekben a vegyi úton kimutatott  $\text{SiO}_2$ -tartalom a kőzetek pelagikus faciese miatt valószínűleg kolloid eloszlású. A sebességnek a  $\text{SiO}_2$ -tartalommal való összefüggését is megvizsgáltuk (6. ábra). A minták legnagyobb részénél a  $\text{SiO}_2$ -tartalom 2% alatt marad, az ennél nagyobb kavasvartartalmú pontok száma a kiértékeléshez kevés. Ezért a pontokat féllogaritmikus koordináta-rendszerben ábrázoltuk. Mivel a pontok eloszlása nem egyenletes, a statisztikai mutatók nem jellemzők, csak a korrelációs görbét szerkesztettük meg, ami egyértelműen mutatja a kapcsolat tendenciáját.

A minták  $\text{CO}_2$ -ban kifejezett karbonáttartalma jellemző a mészkövek, dolomitok vegytisztaságára. A sebesség-karbonáttartalom összefüggését nézve (7. ábra) azt látjuk, hogy a növekvő karbonáttartalommal a sebesség is növekszik. Tehát a sebesség a mészkövek vegytisztaságának is függvénye. Érdekes, hogy a vizsgált összefüggések között a sebesség- $\text{CO}_2$ -tartalom között a legszorosabb a kapcsolat, amint ezt a 7. ábra adatai igazolják.

A szeizmikus refrakciós terepi mérések folytán meghatározott in situ terjedési sebességeket összehasonlítottuk a megfelelő területről származó minta laboratóriumban mért sebességével (3. táblázat). Az összehasonlítás

3. táblázat

## Terepen és laboratóriumban kapott sebességértékek összehasonlítása

	Kör	Közép hgs	Bakony hgs	Mecsek hgs	Mátra-Bükk	Villány hgs
terep labor	felső	4500	4400 – 4500			
terep labor	Kréta	5400 – 5600				
terep labor	alsó		4370 – 4750			6000 – 6300
terep labor	felső					6300
terep labor	Jura k	3700 – 4800 5100 – 6100				
terep labor	k			2900 – 3200		
terep labor	alsó			3080 – 4200		
terep labor	a			2900 – 4600 3640 – 5640		
terep labor	felső	5300 – 5900 6100 – 6500	5000 4480 – 6500		5800 – 5960	
terep labor	Triász k		5380 – 6560	5200 – 5800	5800 –	5600
terep labor	alsó		4850 – 6100		4200 – 5600 6000	

azonban csak nagyvonalú, mivel a minták származási helye nem egészen azonos a mérések helyével. A táblázatban üresen maradt helyek jelzik, hogy az ország ilyen irányú teljes megismerése céljából hol kellene még refrakciós mérést és laboratóriumi kőzetsebesség-meghatározást végezni.

A terepen és a laboratóriumban kapott sebességadatokat összehasonlítva feltűnik, hogy a laboratóriumi vizsgálatokkal általában 800–1000 m/s-mal nagyobb értékeket észleltünk, mint a terepi mérésekkel. Ez annál feltűnőbb, mivel a minták mind felszínről valók, a refrakciós sebességek pedig a mélyben, nyomás alatt levő kőzetösszlet sebességét jelzik. Az eltérésnek az okát biztosan még nem tudjuk. A jelenségnek több oka is lehet, pl. az, hogy a kisméretű minták kompaktabbak, homogénebbek, az *in situ* kőzeteknél, csak üde kőzetdarabokat gyűjtöttek be, vagy pedig az, hogy az anyag a refrakciós mérések-nél használt hosszú hullámokkal szemben másként viselkedik, mint a rövid periódusú rezgésekkel szemben. Ebben az esetben a módszer torzít és a torzítás tényezőjét további kísérletekkel kell meghatározni. Végül az eltérés oka lehet az is, hogy a táblázatban az egyes korokra terepen kapott sebességek nem csupán egy kőzetre, hanem az illető korhoz tartozó kőzetcsoportra vonatkoznak. Laboratóriumi méréseinkkel pedig ezeknek a rétegcsoporthoz csak egy-egy tagjából származó mintán határoztuk meg a sebességet, amelyik nem biztosan egyezik a refraktáló réteggel.

Végül eredményeinket összehasonlítjuk néhány irodalmi adattal:

*L. Peselnick és I. Zietz* 3 kompakt, homogén és finomszemcsés mészkővön végeztek méréseket. Elsőszámú mintájuk sűrűsége 2,72 g/cm<sup>3</sup>, porozitása 0,01% (az alapanyag szemcsenagysága 18  $\mu$ ), a longitudinális hullám terjedési sebessége pedig 6100 m/s. 2. sz. mintájuk sűrűsége 2,59 g/cm<sup>3</sup>, porozitása 2,86% (szemcsenagysága 9  $\mu$ ), a mért sebesség 5600 m/s; végül 3. sz. mintájuknál a sűrűség 2,71 g/cm<sup>3</sup>, a porozitás 0,0%, a terjedési sebesség pedig 6300 m/s. A fenti adatok nagyon jól egyeznek az általunk észleltekkkel, noha az idézett szerzők által alkalmazott módszer jelentősen eltért a mienktől.

*C. W. Oliphant* is végzett fűrómagokon kőzetsebesség-meghatározásokat. Vizsgálta a nedvesség, nyomás és hőmérséklet befolyását is a sebességértékekre. A méréseket vékony rudakon végezte, ügyelve arra, hogy a longitudinális hullám sebességének mérésénél a minta hossza jelentősen nagyobb legyen, mint az átmérője. A minták anyagát adó mészköveken terepen is végzett kísérleti méréseket, hogy a laboratóriumban és a terepen kapott értékek közvetlenül összehasonlíthatók legyenek. A felsőkarbon-korú Neva mészkő terepi mérései során 4470–4770 m/s sebességgel jelentkezett. Ez a réteg a mintákon végzett laboratóriumi mérések alapján egy agyagosabb és egy kevésbé agyagos szintre volt osztható. Ezek 4150–4770 és 6060–6720 m/s határok közötti sebességértékeket adtak. *Oliphant* a mintákon észlelt fenti sebességértékeket korrigálta a víztartalom, nyomás és hőmérséklet szempontjából. Mint az adatokból látjuk, az *Oliphant* által laboratóriumban meghatározott sebességek határértékei közel állnak az általunk is kapott értékekhez. Ellentétben azonban a mi tapasztalatunkkal, nála a terepi mérésekkel meghatározott sebességintervallum beleesik a laboratóriumi úton megállapított sebességtartományba.



*Kuiper, van Ryen és Koefoed* dolgozatukban tiszta mészköveken a Poisson-állandó értékének kiszámítására 12–30 cm hosszú és 13 mm átmérőjű kőzetmintákon végzett longitudinális és transzverzális sebességmérésekről számolnak be. Eredményeiket összehasonlították a minták sűrűségével és porozitásával. Az összehasonlításnál ők is azt találták, hogy a sebesség a növekvő sűrűséggel együtt növekszik. A sebességértékek szórása viszonylag kicsi, amit ők a minták válogatott tisztaságával magyaráznak. Az általuk kapott mészkősebességek alacsonyabbak az általunk észlelteknél, de a minták sűrűsége is kisebb. Az  $1,82 - 2,65 \text{ g/cm}^3$  sűrűséghatárok között levő minták sebességértékei  $2850 - 5370 \text{ m/s}$  között változnak. Így az eltérés csak látszólagos, mert az általunk vizsgált minták nagyobb sűrűségértékei magyarázhatják az észlelt sebességértékek nagyobb voltát is. A sebesség-porozitás-összefüggés az ő vizsgálataik alapján sem volt annyira egyértelmű, mint a sebesség-sűrűség viszonya.

További feladat lenne az eddigi mérések közben felvetődött kérdések megoldása, valamint a kőzetek rugalmassági tulajdonságait más módszerekkel is megvizsgálni. A komplex vizsgálat számos érdekes kérdésre adhat feleletet és az eredmények megbízhatóságát is növeli.

#### IRODALOM

- [1] *C. W. Oliphant*: Comparison of Field and Laboratory Measurements of Seismic Velocities in Sedimentary Rock. (Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 61. 1950.).
- [2] *L. Y. Faust*: Seismic Velocity as a function of depth and Geologic Time. (Geophysics No. 2. Vol. 16. 1951.) .
- [3] *Posgay Károly*: Jelentés az 1955-ben a M. Áll. Geofizikai Intézetben kőzetmintákon végzett sebességmeghatározásról.
- [4] *Szemerédy Pál*: Determination of the Velocity of Propagation of Elastic Vibrations by the Standing-Wave Method. (Annales, Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös nominatae 1957. Tomus 1.).
- [5] *L. Peselnick, I. Zietz*: Internal friction of fine grained limestones. (Geophysics 1959. April).
- [6] *J. Kuiper, W. M. L. van Ryen, O. Koefoed*: Laboratory Determination of elastic properties of some Limestones. (Geophysical Prospecting: Vol VII. No. I. March 1959.).



T. SZALAI

EPIROGENE BEWEGUNGEN DER TISIA (INTERNID DES PANNONIKUMS). DIE  
ERDGESCHICHTLICHE BEDEUTUNG DER ZWISCHEN DEN WESTKARPATEN  
UND DEM ALFÖLD IN DIE TIEFE GESUNKENEN KORDILLERE

Meine Abhandlung befaßt sich mit dem Entwicklungsgang des inneren Gebietes der Karpaten. Mit Bezugnahme auf meine früheren Ausführungen (1961) erwähne ich, daß ich das innere Gebiet der Karpaten, wie es auch in der bisherigen Literatur geschah, mit dem Begriff Internid (Tisia) bezeichne.

Die Grenzen der Tisia d. i. des Internids des Pannonikum sind: im Nordwesten die Balatonlinie, im Nordosten die Szamoslinie, im Südwesten die Narbe, welche die Südalpen und Dinariden von den Nordalpen und der Tisia trennt, im Süden der längs des Fogaraser Schneegebirges verlaufende Bruch. Bisher habe ich die nordöstliche Grenze der Tisia mit der Pecineaga-Linie bezeichnet. Diese liegt nordöstlich von der Szamos-Linie. Da aber zwischen Kaschau und Branyiszko das herzynische Streichen der Nordost-Karpaten festgestellt wurde, ist es richtiger, die Grenze zwischen der Tisia und den Nordost-Karpaten auf der Szamos-Linie zu ziehen (Fig. 1.).

In Bezug auf das Internid weicht meine Auffassung von dem früheren Standpunkt insofern ab, daß ich einen Teil der Tisia mit dem Begriff „Zwischengebirge“ bezeichne (1961). Die an der Oberfläche gebliebenen Schollen des einstigen Zwischengebirges sind: das im weiteren Sinne genommene Bihargebirge, Mecsek- und Villánygebirge. Das Zwischengebirge lag innerhalb der Tisia. Das Zwischengebirge der Tisia befand sich auf einem, mit einem Flyschring umgebenen Gebiet. Am Rand des Zwischengebirges auf der Tisia gibt es keine älteren mesozoischen Ablagerungen, als den Flysch. Dieses Randgebiet war also im älteren Mesozoikum ein Festland. Zwischen der das Zwischengebirge von Norden umgebenden Flyschgeosynklinale und den mesozoischen Meeren der West-Karpaten lag die heute bereits in die Tiefe gesunkene Kordillere.

Auch in vorliegender Arbeit befaße ich mich mit den epirogenen Bewegungen der Tisia, sowie mit den Auswirkungen der zwischen den West-Karpaten und der Tisia in die Tiefe gesunkenen Kordillere auf die Geschehnisse der West-Karpaten und der Tisia. Die Geschehnisse der Tisia muß ich als epirogen bezeichnen, obgleich auf dem Gebiet auch orogene Bewegungen zu erkennen sind. Im großen und ganzen sind aber die Bewegungen vertikaler Richtung, weshalb ich die Bezeichnung epirogen anwende.

In meiner angeführten Abhandlung schrieb ich, daß das Internid im letzten Zustand seiner Entwicklung in die Tiefe sinkt, es erscheint die Innensenke. Aus meiner derzeitigen Abhandlung geht hervor, daß dies nicht auf den Fall der Tisia bezogen werden kann, da in ihrem Entwicklungsgang Senkungen und Hebungen öfters miteinander wechselten. So entstand die Innensenke auch in den dazwischen liegenden Etappen. Dieser Gang der Entwicklung fordert die Anwendung des Begriffes: „epirogen“.

Im Entwicklungsgang der Tisia können fünf Stadien fixiert werden:

I. J. Oravecz hält am 27. X. 1963 in der Ungarländischen Geologischen Gesellschaft einen Vortrag, wo er die im bisher für grafithaltige Kalkklingen gehaltenen Gestein, im Phyllit des Velenceer Gebirges Balatonhochland gefundenen silur Graptolithen bekannt gemacht hat. Er hat auch mitgeteilt, daß es auch in Szalatnak (Mecsek Gb.) mit Fossilien nachgewiesen werden kann. So kann auf der Tisia auch eine paläozoische Innensenke festgestellt werden.

II. Noch zu Ende des Perms kann an der Stelle des späteren Zwischengebirges die mit dem Namen „Lóczy-Schwelle“ bezeichnete Mittelschwelle erkannt werden. Die Lóczy-Schwelle ist geomorphologisch als Gebirge, geotektonisch aber als Massivum anzusehen. Ihr Gestein besteht aus Bildungen, die von den ältesten Epochen bis zum Perm entstanden sind. Seine Bauelemente

sind kristalline und intrusive Gesteine, welche zum Teil basisch sind. Die erdmagnetischen Maxima können für alle Fälle auf diese und auf die später entstandenen basischen Gesteine zurückgeführt werden. Auf dem Gebiete der erdmagnetischen Maxima weist die niedrige Suszeptibilität der kristallinen Gesteine darauf hin, daß die Maximalwerte nicht mit den Metamorphgesteinen in Zusammenhang gebracht werden können. Es muß also vorausgesetzt werden, daß in diesen die verborgenen basischen Gesteine die aktivierende Rolle spielen. Die Gravitationsmaxima melden sich größtenteils eben dort, wo auch die erdmagnetischen Maxima vorkommen. Zum Teil aber fehlt dieses Zusammenfallen beider Maxima. In letzterem Falle muß die, die Gravitationsmaxima hervorrufende Kraft hauptsächlich dem emporgehobenen kristallinen Gesteine zugeschrieben sein.

III. Die dritte Etappe im Entwicklungsgang der Tisia beginnt am Ende des Perms und endet mit der Alba-Cenoman Stufe. In diesem Abschnitt der Geschehnisse sank die Tisia in die Tiefe. Es entstand die Perm-Mesozoische Innenenke.

IV. Der vierte Abschnitt der Entwicklung ist durch eine allgemeine Erhebung des Gebietes gekennzeichnet. Die Erhebung kulminiert im Turon. Zu dieser Zeit breitet sich das Trockenland von den Ostalpen bis zu den Ost-Karpaten aus. Das Trockenland entreißt dem Meere im Norden so wie im Süden große Stücke. Turonische Meeresablagerungen melden sich nur am äußeren Rand der Karpaten, und zwar: im Norden im Klippengebiet, im Osten in der Geosynklinale der Sarmatiden, nach Süden in den südwestlichen und westlichen Gebieten Jugoslawiens.

Die Senon-Ingression leitet die Ausbildung der tertiärquartären Innenenke ein. Zu dieser Zeit umrahmten die Geosynkinaltröge im Alföld das von mir als Zwischengebirge bezeichnete Gebiet, welches in Transdanubien längs der Kordillere auf einen engen Raum eingeschränkt wurde. Das in der Kreide aufgetürmte Zwischengebirge erhält sich bis zum Ende des Miozäns.

V. Ein neuer Abschnitt in der Geschichte der Tisia beginnt mit der Bildung der tertiärquartären Innenenke im Senon. Die jetzt einsetzende Senkung des Gebietes dauert einschließlich bis zum Pannon. Der größere Teil der quartären Tiefländer wird auch noch heute von Überschwemmungen heimgesucht. Das spricht dafür, daß einige Teile des Alfölds noch heute sinken. Die mit dem Ende der Kreide eingeleitete epirogene Senkung setzt sich also heute noch fort.

Die epirogenen Hebungen sind räumlich verbreiteter als die Senkungen (Fig. 2).

Die Kordillere trennt die Westkarpaten vom Alföld bzw. von der eigentlichen Tisia. Sie beeinflusste die Entwicklung beider Gebiete. Diesen Einfluß drückt sehr lebhaft die Einnengung des Zwischengebirges in Transdanubien aus. Die Kordillere war in geographischem Sinne ein Hochgebirge, geotektonisch betrachtet aber eine auf der Oberfläche gebliebene Scholle der urältesten Tisia. Vom Karbon an bis sozusagen auf die heutigen Tage beeinflusste es die Ausgestaltung des Karpaten-Systems.

Zwischen Pincehely – Páris – Gölle – Kaposvár erstreckt sich ein in seismotektonischer Hinsicht höchst charakteristischer Teil Transdanubiens. Weiter nordöstlich zieht sich die Fülöpszállás mit Nagykőrös verbindende Linie am Rand des epizentralen Gebietes, laut der von Z. Kiss abgefaßten Karte. Weiter nordöstlich bezeichnet die Debrecen – Nyírbátor und Nagyecsed verbindende Linie ein epizentrales Gebiet von unicherer Ausdehnung. Der südwestliche Teil letzteren Gebietes liegt im Streichen der Linie, die Fülöpszállás mit Nagykőrös verbindet. Die seismotektonische Linie Transdanubiens liegt um ein wenig nördlich von dieser Linie.

*Alle diese von Fülöpszállás über den alfölder Flysch laufenden Linien bezeichnen zweifellos eine tektonische Struktur und sind parallel mit der Kordillere.*

Es ist heute noch unentschieden, wie oft die Kordillere mit der Zeit gesunken ist. Aus dem Nachfolgenden geht hervor, daß wenigstens im Neokom der Abschnitt zwischen dem Bükk und dem Alföld noch emporgehoben war.

Folgende Angaben verweisen auf die Kordillere:

1. „Daß noch zur Zeit des Mediterrans bei dem Zusammentreffen der Komitate Fejér, Tolna und Veszprém ein mit mächtigen Andesitmassen durchdrungenes hohes Gebirge stand – schreibt Lóczy (1913) – ist dadurch bewiesen, daß sich im Nagybakony in 300 – 450 m Höhe mit grosser Ausdehnung und beträchtlicher Mächtigkeit jenes mediterrane Kieskonglomerat ausbreitet, dessen große Konglomerate in den östlichen Teilen mit ihrer Größe und Gesteinsorte darauf hinweisen, daß sie durch die mit großer Geschwindigkeit niederstürzenden Wildbäche des Neogens auf der Hochebene des Bakony abgelagert wurden. Seitdem sank dieses Hochgebirge in die Tiefe und der Zusammenhang zwischen Kies und Ursprungsort hörte auf. Um den Bakony herum brach sogar in kleineren Streifen die Kiesdecke mit ihrem Grundgebirge in die Tiefe ab.“



**T. SZALAI 1963.**

**FLYSCH ABIAGERUNGEN UND  
OBERE KREIDE IN ALLGEMEINEM  
PRÄNEOIDE KRISTALLINE GESTEINE  
(MEZOZOISCHES FESTLAND)**

**DIE DIE WESTKARPATEN UMGEBENDE  
IN DIE TIEFE GESUNKENE KORDILLEREN**

**SEISMOTEKTONISCHE LINIEN**

0 10 20 30 50 100 km

0 10 20 30 50 100 km

0 40 20 30 50 100 km

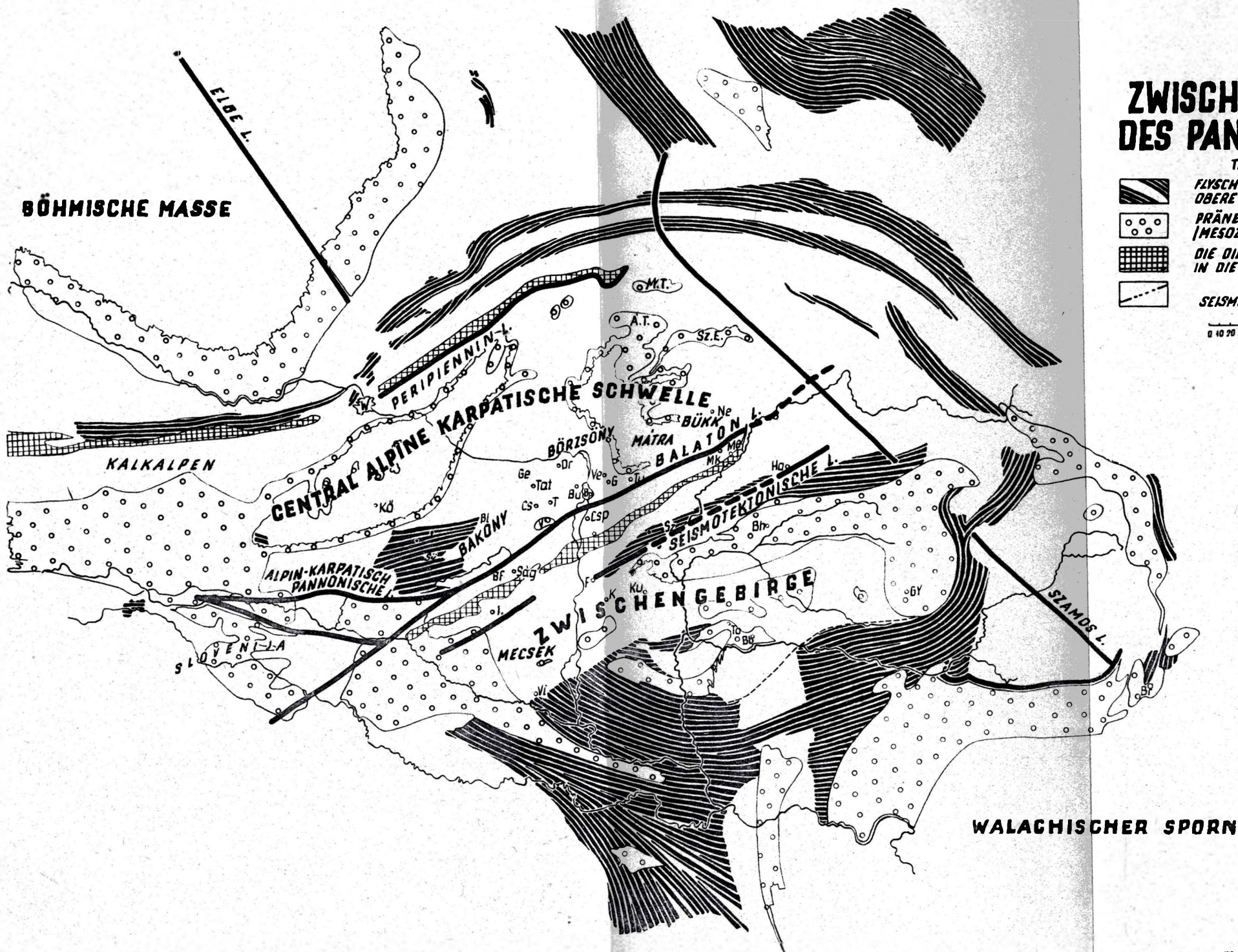


Fig. 1. Bl – Bakonybél, Bf – Balatonföldvár, Bt – Battonya, Bh – Biharnagybajom, Bu – Budaer Gebirge, Bp – Budapest, Cs – Csákvár, Csp – Csepelsziget, Dr – Dorog, F – Fülöpszállás, Ge – Gerecsék, G – Gödöllő, Ha – Hajdúbószörmény, I – Igal, K – Kiskőrös, Ku – Kiskútfélegyháza, MT – H. Tatra, Na – Nagyszénás, Ne – Nekézseny, Ság – Ságvár, Sa – Sárospatak, Sü – Sümeg, SzE – Zipser Erzgebirge, Sz – Szolnok, T – Tabajd, Tat – Tatabánya, Tó – Tótkomlós, Tu – Tura, V – Velenceergebirge, W – Wien.



# ENTWICKLUNGSGÄNGLICHE ÄRATABELLE DES ZWISCHENGEBIRGES UND DER INNENSENKEN IM PANNONIKUM

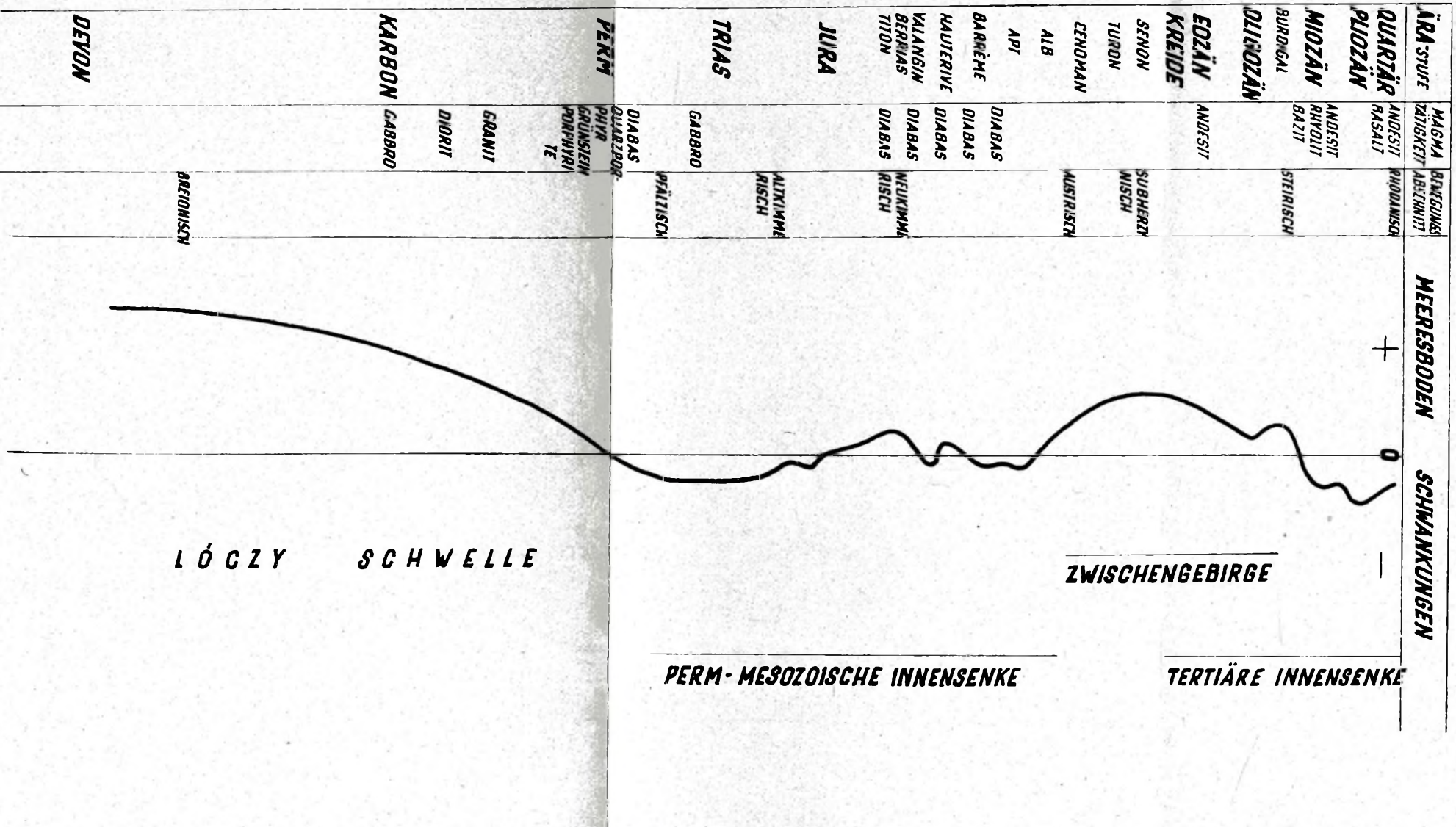


Fig. 2. In der Tabelle ist die Bezeichnung „Rhodanische Phase“ zum Pliozän, das neben dem Quartär verzeichnetes Basalt zwischen Pliozän und Quartär zu versetzen.



2. Zu beiden Seiten der Kordillere können stratigraphische Unterschiede vom unteren Karbon an nachgewiesen werden. An der nordwestlichen Seite der Kordillere finden sich nämlich marine Karbonablagerungen (Földvári, Kiss), an der südöstlichen Seite ist aber marines Karbon unbekannt. Demzufolge bestand die Kordillere bereits im Devon.

3. Das Alföld sank bis zur unteren Kreide, das Bükkgebirge bis einschließlich zur nördlichen Stufe.

4. Die faziologische Unterschiedlichkeit der nekézsényer (Bükk) oberen Kreide (Typ Gosau), (Schréter), ferner der Gosau Fazies der Bohrung No. 3. von Bugyi (Körössi, Völgyi), so wie der bakonyer, zalaer oberen Kreide und der das Zwischengebirge von Norden umsäumenden, mit Bohrungen aufgeschlossenen, flyschartigen oberen Kreide weist auf die Kordillere hin.

5. Nördlich von der Kordillere lagert auf der Trias obereozäner Kalkstein, südlich davon aber ist der obereozäne Kalkstein unbekannt. Auf dem nördlichen Gebiet melden sich auch die Kohlen Spuren aufweisenden Süßwasserablagerungen des Eozäns. Südlich von der Kordillere sind sie unbekannt.

6. Die Eozänablagerungen des Transylvanischen Beckens und des Transdanubischen Mittelgebirges weichen hinsichtlich der Gesteinsausbildung, sowie der Fauna auffallend voneinander ab. (V. Vogl, Siehe Telegi Roth p. 137).

7. Die kristallinen Gerölle der rupelischen Bildung der Bohrung von Csepel weisen auf die Nähe der Kordillere hin. Die tertiären Ablagerungen der Bohrung von Dunajváros lagern unmittelbar auf dem kristallinen Grund.

8. Die Wirkung der Kordillere kann noch im Neogen verfolgt werden. Das neogene Becken der Ostslowakei unterscheidet sich nämlich vom Donaubecken darin, daß indem das Becken der Ostslowakei und das anschließende nordungarische Gebiet im Miozän anhaltend gesunken ist, im Pannon dagegen wohl nicht. Auf dem Alföld ist das Gegenteil festzustellen (T. Buday).

Nach der Feststellung F. Bartha's bricht nördlich vom Mecsek (vom Szekszárd - Szászvári Abschnitt), das noch im unteren Teil des Oberpannon aufgehobene Gebiet stufenweise ab und im Oberpannon beginnt dann dort die Sedimentbildung. Auf einen Teil des transdanubischen Abschnittes der Kordillere transgrediert zu dieser Zeit das Meer.

9. Gegenwärtig meldet sich die in die Tiefe gesunkene Kordillere im Bild der beträchtlichen Gravitationsmaxima von Kalnik bis Mezökövesd (Oszlaczky).

Aus dem Bisherigen folgt, daß die Kordillere, welche die Grenze zweier tektonischer Einheiten bezeichnet, auch die Bildung des Zwischengebirges geregelt hat.

Auch auf dem westlichen Abschnitt der Nordwestkarpaten findet sich eine in die Tiefe gesunkene Kordillere. Diese stand nach Książkiewicz mit dem am nördlichen Rand der Kalkalpen verlaufenden Rumunischen Rücken in Verbindung. Nach Andrusov ist es möglich, daß sich in der Bildung der Kordillere die herzynischen oder noch früheren Geschehnisse widerspiegeln. Von der südöstlichen Kordillere kann die vor-unterkarbonische Herkunft festgestellt werden. Es ist also möglich, daß beide Kordilleren zur selben Zeit entstanden sind. Es mag sein, daß sie in der bretonischen Phase erschienen sind. Das am Saum der südöstlichen Kordillere vorkommende Karbon weist auf eine Verbindung mit dem Karbon der Ostalpen hin. Beide Kordilleren können also - als gegenseitige Spiegelbilder - mit den Ostalpen in Zusammenhang gebracht werden.

#### Magmatik

Während der Entwicklung der Perm-Mesozoischen Innensenke war die Magmentätigkeit hauptsächlich basisch. Der Magmatismus der neueren Innensenke zeigt einen sauren Charakter. Die Zeitdauer der älteren Innensenke beträgt 120 Millionen Jahre. Die Dauer der Innensenke des Kainozoikums beläuft sich auf 59 Millionen Jahre. Im ersten Falle sinkt das Gebiet tiefer, als im späteren. Auf dem in die größere Tiefe gesunkenen Gebiet meldet sich die Hauptphase der Magmentätigkeit vor den (austrischen) Hauptbewegungen, bei der tertiärquartären Innensenke aber nach der (steirischen) Hauptbewegung. Diese Feststellung kann auch auf alpidische, balkanische und kleinasiatische Gebiete bezogen werden.

Die Untersuchung der Bauelemente der Innensenken ermöglichen den Nachweis, daß die ältere dem alpiden Geosynkinalstadium, die jüngere aber der Orogenphase entspricht. Der geographische Charakter beider Zeitdauern war der gleiche, im magmentektonischen Sinn aber unterscheiden sie sich voneinander. Der Vergleich des mesozoischen Magmatismus mit dem am Ende des Pannons und des Pleistozäns deckt weitere beachtenswerte magmentektonische Zusammenhänge auf. Der mesozoische basische Magmatismus spielte sich in einem, in die Tiefe gesunkenen Raume ab, der Magmatismus des Pannons bzw. Pleistozäns aber in einem emporgehobenen Bereich. Im Gegensatz zu dem früher angeführten Fall erkennen wir hier auf geographisch abweichenden Gebieten magmentektonisch identische Vorgänge.

Seit dem Abschluß meines Manuskriptes sind zwei Abhandlungen (*Csiky*: Földrajzi közlemények 1963 1.; *Körössy*: Földtani Közlöny XCIII. 2. 1963) erschienen. Diese stellen in einem gewissen Grade das Dasein des Zwischengebirges (Tisia) in Abrede. Nach den Verfassern wird im Donau-Theiß Zwischenstromland Flyschbildung mit nordsüdlichem Streichen vorgefunden.

Die Tisia war im Praemesozoikum ein einheitliches, kristallines Massiv. Nach der austri-schen Bewegung steht sie wieder als ein einheitliches Massiv vor uns. Das Wesen des Massivums ist (Zwischengebirge-Tisia) dadurch, daß es von verschiedenartigen Gesteinselementen zusammen-gestellt ist, nicht gestört. Auf dem Gebiete Ungarns können drei großtektonische Einheiten un-terschieden werden. Nordwestlich von der Balatonlinie die Westkarpaten; nordöstlich von der Szamoslinie die Ostkarpaten, ferner die von diesen südlich gelegene Tisia. Die Einheiten binnen der Tisia, welche von den Verfassern als großtektonische Einheiten bezeichnet werden, sind nur Teileinheiten. Diese Teileinheiten enden nicht auf dem von den Verfassern als Dislokationsgürtel von Nagykovács – Pusztamérges bezeichneten Gebiete. So ein tektonischer Gürtel nämlich, in welchem nach den Verfassern Flysch abgelagert worden sei, existiert im Donau – Theiß Zwischen-stromland nicht. Nach den Verfassern wurde die betreffende Flyschbildung von einer Bohrung von Kiskunfélegyháza aufgeschlossen. Von dieser Bohrung ist beinahe ausschließlich Sandstein und Konglomerat zum Vorschein gekommen. Der Flysch ist eine mit Hieroglyphen und Oscilla-tion gekennzeichnetes Gebilde. Der nahe 2700 m mächtige Sandstein der Bohrung von Kiskun-félegyháza entspricht den bezeichneten Bedingungen nicht. Das Material der Bohrung von Kis-kunfélegyháza wurde in der O-W-lich streichenden Senkung der Tisia abgelagert. Zur Zeit haben wir also keine Belege, welche den Streichrichtungswechsel des an der nördlichen Grenze des Alfölds aufgeschlossenen NO-SW-lich streichenden Flysches in eine N-S-liche Streichrichtung im Bereiche zwischen der Donau und der Theiß bestätigen. Entweder keilt sich der an der nördlichen Grenze des Alfölds mit Bohrungen aufgeschlossene Flysch zwischen der Donau und der Theiß aus, oder ist es die NO-SW-liche Streichrichtung verfolgend am Rande des auf einen engen Raum zusammengepreßten Innengebirges in Transdanubien in einer großen Tiefe aufzufinden.

## A TISIA EPIROGÉN MOZGÁSAI. A NYUGATI KÁRPÁTOK ÉS AZ ALFÖLD KÖZÖTT A MÉLYBE SÜLLYEDT KORDILLERA FÖLDTÖRTÉNETI SZEREPE

SZALAI TIBOR

Tanulmányom a Kárpátok belső földterületének fejlődésmenetével foglalkozik. Egy korábbi alkalommal kifejtettekre hivatkozva (1961) megemlítem, hogy a Kárpátok belső területét éppúgy mint az eddigi irodalom is, közbenső tömeg (Tisia) fogalomjellel jelölöm meg.

A Tisia északnyugati határát a Magyar Középhegység délkeleti szegélye mentén vonom meg. A Kárpát medence egyik legidősebb szerkezeti vonala, a Balaton vonal jelöli ezt, valamint a Balaton vonalhoz csatlakozó Alp-Kárpát-pannoniai vonal. (Kober 1955 p. 302.) Az Alp-Kárpát vonal, mely a Karni Alpok vidékéig követhető, a Balatontól délnyugatra csatlakozik a Balaton vonalhoz.

Délnyugati határát a Déli Alpokat, a Dinaridákat az Internidától és az Északi Alpoktól elválasztó Narbe jelzi. Ez a határ pontosan nem jelölhető meg. Lefutását Kober (1952) is kérdőjellel jelzi.

Keleti határát a Szamos vonallal, déli határát a Fogarasi havasok mentén húzódó törésvonallal jelölöm meg. A Balkán felé keskeny nyakkal a Rodopehez kapcsolódik.

Korábban a Tisia keleti határát a Pecineaga vonallal jelöltem. Mivel azonban a Szamos vonal a Keleti Kárpátok délnyugati szegélyét jelöli, a Tisia határa is itt vonandó meg.

Kassa és Branyiszko hegység között ÉNY – DK-i variszkuszi szerkezet húzódik. Rösing e felismerése nyomán jelöli itt *Stille* a Szamos vonal csapását. A Szamos vonallal párhuzamosan, de attól északkeletre Csap – Nagyszőlős – Beregszász táján *Oszlaczky* gravitációs maximumról tesz említést. Ez a maximum az előbbihez hasonlóan lehet, hogy variszkuszi üledékekre mutat, de az is lehetséges, hogy a harmadkori andezitek nyomvonalát jelzi. A maximum a Pecineaga vonal csapását követi.

A korábbi felfogástól abban térek el, hogy a Tisia egy részét külön fogalomjellel jelölve Belsőhegységnek nevezem (1961). A Belsőhegység felszíni rögei: a tágabb értelemben vett Bihar, a Mecsek és a Villányi hegység. A Belső hegység a Tisián belül helyezkedik el. A Tisia Belsőhegysége flis gyűrű által körülvett földterületen feküdt. A Belsőhegység szegélyén a Tisián a flisnél idősebb mezozoós képződmény nincsen. Ez a szegélyterület tehát az idősebb mezozoikumban szárazulat volt. A Belsőhegységet észak felől szegélyező flis tenger és a Nyugati Kárpátok tengerei között a ma már mélybe süllýedt kordillera ismerhető fel.

Idézett tanulmányomban írom, hogy az Internida fejlődésének végállapotát annak mélybe süllýedt helyzete mutatja. Jelen tanulmányomból kitűnik, hogy a Tisia esetére ez nem vonatkoztatható, mivel alakulása során többször emelkedett és süllýedt. Így tehát a belső süllýedék a történések közbeeső időszakában is kialakult. A fejlődésnek ez a menete is az epirogén fogalomjel használatát igényli.



A Tisia fejlődésmenetét követve öt főfázis különíthető el. Megjegyzendő, ezek a fázisok többé-kevésbé a Tisián kívüli területekre is vonatkoznak. A legidősebből *Oravec* J. előadásakor értesültünk (M. Földtani Trs. 1963. XI. 27), aki a Dunántúlon a gotlandiumot ismerte fel.

A paleozoikumban a későbbi Belsőhegység helyén felismerhető a *Közép-küszöb* – a *Lóczy küszöb*. A Lóczy küszöb romosodik. Megindul a magmatévékenység, ez fokozza a romosodást. A szétesett romok közé tenger ingredál. Ezek a folyamatok a *Perm* – *Mezozoós Belsőszüllyedék* életre hívói. Az Alföld alakulásának e szakasza az albai-cenomán emeletig bezárólag tart. A *Belső-hegység* alakulásának az ausztriai-szubhercini mozgás a megindítója. A szubhercini mozgás ugyanis az ausztriai fázis idején megindult kiemelkedés továbbépítője. Majd a Belsőhegység, de a Tisia is romokra hull szét. A rögökre tagozódás, a romosodás a szubhercini mozgás késői szakaszával veszi kezdetét. E folyamatok során kezdődő epirogén szüllyedés bevezeti a *Harmad-Negyedkori Belsőszüllyedék* fejlődését. Figyelmet érdemel, hogy miközben a Belsőhegység emelkedik, szegélyén flis jellegű szenon ülepedik le.

A most mondottak új adatok ismeretében tovább építését jelzik *id. Lóczy* (1918) megállapításainak: „A magyar medence beszakadása – írja *Lóczy* (1918 p. 28) – a felső krétával kezdődik és ismételt ritmusos ingadozásokkal, majd egészen való kiemelkedésekkel napjainkig tart. A Tisza menti Alföld beszakadása azonban már a pliocénkori felszínt is 100 méterrel süllyesztette a jelenlegi tengerszín alá.” (Harmad-Negyedkori Belsőszüllyedék). „Újabb megfigyeléseink azt gyanítják, hogy még a miocénkor elején is egy nagy kiterjedésű, magas altáid-variszkuszi tömeg emelkedett a magyar medence helyén...” (Belsőhegység, mely a prémezozoos és a mezozoos üledékek együtteséből épült fel.)

Az Alföldön végbement történések követése mellett törekvésem igazolni, hogy az Alföld, a Bakony és a Keleti Alpok egyidejű mozgásai a Belsőhegység és az őt szegélyező szenon tengerbarázda életre hívói. További törekvésem az Alföld és a Nyugati Kárpátok között húzódó, mélybe süllyedt kristályos rög-vonulat (Kordillera) térbeli helyzetének és a Kárpátok képződése során mutatkozó szerepének megjelölése. A Tisia főmozgási jellegét epirogén fogalom-jellel illetem, noha területén orogén jelenségek is felismerhetők. Az egészet tekintve a mozgások vertikális jellegűek. Ezért az epirogén megjelölés indokolt. A megjelölt fejlődéstörténeti események a Tisia keretei között, de egymást követő időben játszódtak le. A Kordillera ugyancsak a Tisián helyezkedik el. Ez azonban a karbontól a harmadkor végéig, bár tektonizmus hatásának ki volt téve, a Nyugati Kárpátok és a Tisia között állandó gát szerepét töltötte be.

### I. Kaledoniai Belsőszüllyedék

*Oravec* a Balatonfelvidék – Velencei hegységben, továbbá Szalatnagon (Mecsek) gotlandiumi Graptolitákat ismert fel. Ily módon megállapítható, hogy a Tisián a paleozoikum kezdetén is voltak mélybe süllyedt területek.

A gotlandium üledéke összeforrv a korábbi kristályos kőzetekkel, a variszkuszi időben kiemelkedve alkotta a Lóczy küszöböt.

## II. A Középküszöb – Lóczy küszöb

A Lóczy küszöb nem hegység, hanem masszívum. Kőzetanyaga a leg-  
régibb időktől a permig bezárólag keletkezett képződményekből áll.

A tágabb értelemben vett Bihar, a Mecsek, a Villány felszínen is lelhető  
kristályos (csillámpala, grauvakkepala, kvarcitok, gnájsz, fillit, agyagpala),  
valamint intrúziós kőzetei (gránitok, dioritok, tonalitok, gabbró), továbbá a  
mélyfúrások feltárta, már említett kőzetek a Lóczy küszöb építő elemei.

A Lóczy küszöb perm előtti állapotára rávilágít *Rozlozsnik* (1939) Kodrura  
vonatkozó megállapítása. Szerinte a perm előtti Kodru gyúrt pala hegy-  
ség képét mutatja. Ebből azonban csak erősen lekopott tönk maradt meg.  
A hajdanta feltornynosult felépítmény a lehordás áldozatául esett, úgy hogy a  
perm rétegei délen közvetlenül az intrúziós kőzetekre települnek.

A közbenső tömegek fejlődésének ismert menete nyomán is (*van Bemmelen*)  
a perm előtti időre a középküszöb, amelyet esetünkben Lóczy küszöb fogalom-  
jellel illetek (1958, 1961), feltételezhető. A küszöb romosodása már a perm  
előtt is hosszú múltra tekint. A perm azért emelendő ki, mivel az ekkor tör-  
ténő romosodás a Perm-Mezozoos Belsőszüllyedék keletkezését indítja meg.  
Egy részének küszöb jellege ekkor is fennmarad. A Bihar és a Gyalui havasok  
a Mezozoikumban *Rozlozsnik* szerint valószínű, hogy legalább is időnként  
sziget vagy szigetcsoportként emelkedtek ki a tengerből. Az Alföldnek  
vannak területei, amint azt a mélyfúrások adatai igazolják, ahol a küszöb  
jelleg még a pannonban is megvolt.

Újabban Bakóca környékén a Mecsek északi szegélyét övező miocén réteg-  
sornak helvétai korú konglomerátjaiban gyengén koptatott, ökölnagyságú,  
sötétszürke, növénymaradványos agyagpala maradványokat leltek. A növény-  
maradványok az előzetes meghatározás szerint a kőzet terrigén jellegű felső-  
karbon korára utalnak (*Wein* 1961). A Biharban *Rozlozsnik* (1939 p. 30)  
a karbonban egy fekvő konglomerátumot és egy fedő agyagpala sorozatot  
különböztet meg. Megemlíti, hogy e képződmény karbonba való sorolása csak  
petrográfiai hasonlóságok alapján történt.

Magyarország 1 : 1 000 000 méretarányú áttekintő földmágneses térképe  
(*Haász I. B.*), mely a felvétel során szokásos előzetes kiértékelés eredményeit  
ábrázolja, arról tanúskodik, hogy a legmagasabb gamma értékek ott mutat-  
koznak, ahol a kristályos alapkőzetre harmadkori üledékek települnek. A  
Túrkeve-i kristályos rögegyik fúrásából való kristályos kőzet szuszceptibilitását  
*Haász I.* szíves volt megvizsgálni. Megállapítást nyert, hogy igen alacsony  
szuszceptibilitási értékek adódnak. Így tehát a földmágneses maximumokkal  
a kristályos kőzet a megvizsgált esetben nem hozható kapcsolatba. Fel kell  
tételni, hogy a kristályos kőzetbe települő bázikus kőzetek a magas gamma  
értékek kialakítói ott is, ahol ezt igazoló adataink nincsenek.

Ez a lehetőség összhangban áll az alábbi, *Lányi* (1960. p. 224) közölte  
táblázat adataival, ahol néhány magyarországi kőzetfajtának szuszceptibili-  
tását láthatjuk:

Kőzet	Szuszeptibilitás
andezit, bazalt, riolit stb.	3000 – 5000 · 10 <sup>-6</sup> cgs
kristályos, metamorf kőzet	100 – 1000 · 10 <sup>-6</sup> cgs
üledékes: homok, márga, mészkő	0 – 100 · 10 <sup>-6</sup> cgs



A gravitációs és a földmágneses maximumok az esetek nagyobb részében a tengely mentén váltakozva jelentkeznek. Az Alföldön azonban a földmágneses maximumok főképpen a gravitációsan is kiemeltnek jelzett területeken helyezkednek el. Így pl. a gyulai és a ferencszállási földmágneses és gravitációs maximumok teljesen fedik egymást.

### III. Perm-Mezozoos Belsőszüllyedék

#### 1. Perm

A permiben megkezdődik az ősközetek felépítette Lóczy küszöb romosodása. A Tisián a permiben csak kontinentális kifejlődésű képződményeket ismerünk.

Az ekkor kezdődő üledékciklus az albai-cenomán emeletig tart bezárólag. A küszöbön a permiben részletvályúk keletkeznek. A részletvályúkban, amint azt mind a tágabb értelemben vett bihari (*Rozlozsnik*), mind a mecseki (*Vadász* 1935, *Wein* 1961), mind pedig a mélyfúrási anyag (*Csiky* 1956, *Tomor* 1957, 1958, *Völgyi* 1959, *Kőrössi* 1959, *Szepesházy* 1962) is igazolja, konkordáns sorozat rakódik le. Ezen belül csak átmenetes rétegtani hézagok figyelhetők meg.

*Szepesházy* a nagykorösi fúrások adatai nyomán megállapítja, hogy a hatatonfelvidéki, mecseki, bihari perm képződmények szembetűnő kőzettani rokonvonások alapján azonosíthatók. *Vadász* (1960 p. 361) szerint a Madaras 1. sz. fúrásban mecseki jellegű helvét konglomerátum kavicsanyagában mecseki jellegű permi homokkő lelhető. *Kertai* (1961) Madarason alsótriász?, perm? vörös homokkőről tesz említést. A turonyi (*Villány*) fúrás, amint azt *Barabás Andor* egy kiránduláson ismertette, perm homokkő, pala, konglomerátum, permkori taviüledékek, anhidrit, szeizi rétegek és kampili (?) képződményt tárt fel. Ez a rétegsor *Szepesházy* ismertette rétegsorral eléggé jól egyezik, annál inkább, mivel az anhidrit Nagykorösön is megvan. Az anhidrites képződményt a Mecsek hegységben ugyancsak fúrásból szintén ismerjük (*Nagy E.* 1961).

Az anhidrites képződmény korára vonatkozó vélemények eltérők. A kutatók egy része perminek (*Deák Margit*), mások meg szeizinek minősítik. Ez a véleménykülönbség az üledéknek a permiből a triászba való fokozatos átmenete folytán adódik. Ezek az adatok a permiben meginduló szüllyedésre utalnak.

A perm különböző előfordulásaiban több helyen porfir előjövetelek ismertek. Az Alföldön a legnagyobb kvareporfir előfordulás a lattonyai.

A Mecsekben is megvan a kvareporfir. Ennek kora megegyezhet a Déli Alpok porfir felhalmozódásával. *Staub* szerint ez utóbbi a felső karbon és a középső perm között képződött. *Ocsinyikov* a mecseki kvareporfir abszolút korát 260 millió évesnek tekinti. *Cornelius* (1953 p. 43) táblázata értelmében a karbon időszak 210–265 millió éves. *Vadász* (1935 p. 26) megállapítja, hogy a mecseki perm középső tagozatában uralkodó mennyiségben lelhető kvareporfir. Ugyanekkor azonban az alsó tagozatból kvareporfirt nem említ. Szerinte a Mecsekben a perm középső és felső tagozata van képviselve. Ezen



az alapon a kvarcporfir az alsó permben képződöttnek volna tekinthető. Ez a lehetőség *Staub* Déli Alpokra vonatkozó megállapításával többé-kevésbé megegyezik, de eltér *Ovcsinyikov* véleményétől.

A Biharban a perminek minősített zöldkőporfirokon kívül bázisos zöldkövek is vannak. Ezek lakkolitok és telepelérek alakjában fordulnak elő. *Rozlozsnik* szerint kétségtelen, hogy itt a tűzhányói tevékenység a kvarcporfir kitörésével kezdődött.

## 2. Mezozoikum

A permben kezdődő kontinentális geoszinklinális a tovább romosodó Lóczy küszöbön teret hódít és megindul a mezozoos tengeri üledékképződés. Fontos kérdés, hogy a Lóczy küszöbön keletkezett mezozoos tengerbarázdák miként állottak kapcsolatban az Alpokkal és a Kárpátokkal. Az összefüggések még csak halványan tisztázódtak.

*Kutassy* a Kodru Móma anizusi, karni és nóri emeleteinek gastropoda faunáját feldolgozva megállapítja: 1. A *Sesia* *Kutassy* genus csak a Budai hegyeiből és az Alpokból ismert. 2. Kodru Móma és Brassó vidéke a ladin emelet idejében kapcsolatban állott, bár az egyező genusok száma csekély. 3. A Kodru Móma faunája főképpen délalpi jellegű. 4. A felsőkarni emelet faunájának 40%-a csak a St. Cassiani rétegekből ismeretes. A fauna kevesebb rokonvonást mutat a Bakonnyal és a Budai hegységgel, mint St. Cassiannal, azaz a Déli Alpokkal.

Az 1–4. alatti megállapításokból kitűnik, hogy erőteljesebb volt Kodru Móma triász tengerbarázdájának kapcsolata a Déli Alpokkal, mint a Dunántúli Középhegység és a Keletalpi triász tengerrel. Kérdés, hogy az összeköttetés a Mecsek – Villányon át közvetlenül Ny felé az Ivánszéca felé folytatódott, amint azt feltételeztem (1958); vagy a Dráva – Száva közti terület triászához már az Ivánszéca elérése előtt kapcsolódott? A válasz végleges formájában nem fogalmazható meg. A triásznak a Dinaridákhoz való kapcsolatára utal a Daonelláknak mind a Dinaridákban, mind pedig Tótkomlóson való megjelenése.

*Vadász* (1960 p. 542) szerint a Mecsek a Déli Alpok keleti vonulatelágazásához sorolható. Másrészt ezekkel közvetlenül nem azonosítható.

Az előbbieket nyomán feltételezhető, hogy a Mecsek triásza a Dinaridákkal, de egyidejűleg a Dunántúli Középhegységgel és a Keleti Alpok triászával is kapcsolatban volt. A fiatalabb mezozoikumban azonban, amint azt a később sorra kerülő adatok bizonyítják, valamilyen úton-módon a Mecsek geoszinklinális közvetlenül a Keleti Alpokkal állott kapcsolatban. Ezt a jurának és a mélyebb krétának a Dráva és Száva közén való hiánya is támogatja. *Tektonikailag azonban a Mecsek sem a Dinaridákhoz, sem a Keleti Alpokhoz nem sorolható, minthogy a Mecsek az előbbiektől elkülönült tektonikai egység, a Belső-hegység része.* A vergenciák iránya, amint arra *Wein* mutat rá a krétában, tipikusan északnyugati; a déli vergenciák csak a rhodáni fázis alatt jelentkeznek.

A mezozoos képződmények a már említett hegységekben a felszínen, mélyfúrások feltárásai által az Alföldön, a Duna – Tisza közén és a Dunántúlon is ismeretesek. Mélyfúrások feltárta triászt ismerünk: Csákvár és Tabajdon (szeizi és kampili), a Balatontól nyugatra Zalában, Budapesten, Órszentmik-

lóson, Veregyházán, Gödöllőn (nóri földolomitot és dachsteini mészkövet), Turán (karni? mészkövet), Bugyin (anizusi mészkövet). Bugyin durvaszemű kristályos kőzetekből és szarukőből álló konglomerátum is ismeretes. Ezt felső krétának minősítik. Jászberény 2. sz. fúrásban feltárt agyagpala és breccsiás szövetű mészkő ugyancsak triász lehet. Jászberény 1. sz. fúrás palás-agyag és mészfilit kifejlődését rossz megtartású Radiolaria és Globotruncana alapján krétának minősítik. Jászberény és Bükkalja között fúrásokból a triászt nem ismerjük. Demjén – Mezőkeresztes, Emőd vidékén werfeni agyagpala és anizusi mészkő ismeretes. Sajóhidvégen (ladini), Sárospatakon (ladini?) képződményt tártak fel a fúrások.

Újabbán a Velencei tó és a Balaton között Seregélyesen, Nagycsér pusztán fúrással feltártak dolomitot. Kőületek hiányában rétegtani helyzete pontosan nem jelölhető meg. Kőzettani jellege triászra utal. Nyugatmagyarországon fúrások feltártak középső devonkori dolomitot. Ez Egyházásfüzesen és Sámfalván a felszínen is ismeretes. Mivel az új előjövetelek környékén megvan az alsó és a felső karbon, kétségek merülhetnek fel a dolomit triász kora tekintetében.

Nagykőrös vidékén a mélyfúrási adatok nyomán megállapítható az alsó, középső és esetleg a felső triász vagy alsó jura és az albai emelet. Az alsó krétára szembetűnő eróziós diszkordanciával változó szemnagyságú, de legtöbbször durvaszemű, laza kötésű, 100 – 300 m vastagságú, rosszul osztályozott konglomerátum települ. A konglomerátum rétegei között néha finomszemű homokkő közbetelepülések is helyet foglalnak. A rétegek 15 – 20°-os dőlésére lehet következtetni. A konglomerátum összetétel közetei aránylag zavartalan települések. Az alsó krétánál fiatalabbak, a tortoniainál idősebbek. A közeli izsáki mélyfúrásban harántolt szenon mészmárga összetétel teljesen hasonló konglomerátummal kezdődik, ezért gondolható, hogy a nagykőrösi konglomerátum is felsőkrétakori képződmény (Szepeshízy 1962, p. 45 – 46). Nagykőröstől északkeletre a Biharnagybajom – Túrkevei kristályos rög és a fúrásokkal feltárt kréta-eocén flis vonulat között Szandaszőlősen kréta, Tatárülésen flis jellegű felső kréta. Hajdúszoboszlón felső jura és alsó kréta került elő a fúrások nyomán (Dank 1962).

A kiskőrösi 1. sz. fúrásban közel 560 m vastagságú jura sorozatot harántoltak. Ennek felső szakasza dogger mészkőből, alsóbb szakasza pedig trachidolerittel váltakozó liasz márgából áll. A rétegsorozat a mecseki hasonló korú képződménnyel azonosítható (Schmidt 1954, Noszky 1961).

Fontos adatot szolgáltatott a Jászkarajenő és Túrkeve melletti fúrások, minthogy a miocén konglomerátum kavicsszemei között jura mészkőgörgöttek is akadtak (Noszky 1961 p. 383). A 3009 m mélységű nagyszénási fúrás 2830 – 3009 m között sötétszürke, finomszemű, szenesedett növénymaradványokat és rossz megtartású, állati eredetű, kőületeket tartalmazó agyagpalában állt meg. (Vadász 1960 p. 357.) Ezek és a kőzetkifejlődés valószínűsíti Vadász szerint a felső liaszba tartozást. Mások a kőzetösszetétel pannonnak minősítik.

Az Alföld déli részén Tótkomlósról ismerünk dolomitot, illetőleg mészkövet és ladin agyagpalát. A Madaras – Pusztamérges-i vonulatban alsó triász?, triász dolomit breccsa, jura krinoideás mészkő, márga, homokkő, felsőkréta homokkő, márga és mészkő ismeretes (Kertai 1961).



A Madaras mellett mélyített fúrás a kiskőrösi liasz mását tárta fel. Itt is megvan a dogger. A liasz az anizusi mészkőre és dolomitra települ. A madarasi 5. sz. fúrás kréta rétegekbe jutott (*Vallisz* 1960 p. 361).

Az albai rétegek az Erdélyi Érc-hegységben a barremi-apti üledékeken diszkordánsan települnek (*Ilie*). A nagykőrösi fúrás adatai is elárulnak az albaít megelőző mozgást. A berriázi rétegsor lerakódása után a Mecsekben teljes kiemelkedést állapít meg *Wein* (1961 p. 761). Ezek a mozgások bevezetői az ausztriai fázisnak. Ez a Kodru-Mómában, a Gyalui havasokban (*Rozlozsnik* 1939, *Maugreanu*—*Patruius* 1961), a Mecsekben (*Wein* 1961), a Bakonyban (*Kopek* 1961) és a Keleti Alpokban (*Kockel* 1923) egyaránt érvényesül. Az ausztriai mozgás a megteremtője a Belsőhegységnek.

Figyelemre méltó, de nehezen értékelhető adatokat szolgáltatott az inkei és az igali fúrások. Az inkei 9. sz. fúrás 1705—1732 m-ben zöld, kalciteres serpentin szirtben, majd 1732—1738 m-ben szarukőgumós, kontakt dolomitos mészkőben haladt. Minden geofizikai módszer kiemelkedésre mutat. Az igali szerkezet magjában az Ig. 1. sz. és az Ig. 3. sz. fúrások dolomitos mészkövet értek el. (*Tomor* 1957 p. 187 és 189). E képződményeket *Tomor* dunántúli analógiák alapján triásznak minősíti. Elméleti megfontolások nyomán *Földvári*-val és *Szepesházy*-val egyetértve ezeket prémezozoosnak tekintettem (1961). Kövületek hiánya miatt a kérdés végérvényesen nem ítéltető meg.

Az említett Sesia genus a triászban, a nagykőrösi albai és az Erdélyi Érc-hegység albai (*Ilie* 1961 p. 688) képződmények, valamint a Globotruncanás cenomán arra utalnak, hogy a jelzett időben kapcsolatban állottak a mai Alföld, a tágabb értelemben vett Bihar és a Dunántúli Középhegység geoszinklinálisai. Lehetséges, hogy ennek a kapcsolatnak egy láncszemét az inkei és az igali mezozoosnak tekinthető előfordulások is jelzik. A tengerág útja, melynek előjövetelét Inkén és Igalon ismertük meg, a Mecseken vezethetett keresztül. Az említett albai emelet idejében azonban ez a kapcsolat a Mecsek és a Villány kizárásával történhetett, mint ahogy e hegységekben ez emelet üledékei nincsenek meg.

*A megjelölt perm és mezozoós üledékek igazolják a pannonikum közbelső tömegének és a Tisiának epirogén megsüllyedését és így az idősebb Belső-süllyedék képződését. A megsüllyedt terület mezozoós képződményei és az ezek között fennmaradt prémezozoós rögök egybeforradása hívta életre a Belsőhegységet.*

A Belső-süllyedék mélyülését magmatikus folyamatok kísérik. A magmatizmus főképpen mély sebhelyeket jelző bázikus kőzetek (diabáz) megjelenéséhez vezet. A Mecsekben a diabázt trachidolerit névvel jelöli irodalmunk, ugyanitt fonolit és essexit is ismeretes. A trachidolerit vulkánizmus főszakasza a valanginiben lezajlott (*Wein*). A jászkarajenői, szolnoki, tóalmási, szandaszőlősi fúrások, valamint a nagykőrösi és kiskőrösi fúrások is feltártak alsó kréta korú diabázt, illetőleg bázikus vulkanitot. A villányi alsó krétában is megvan a trachidolerit. Az Erdélyi Érc-hegység barremi-apti emeletében és a jurában ismeretes a diabáz. A Mecsektől keletre a Hegyes Drocsában triász kezdetétől a barremi emeletig bezárólag ofiolitos kőzetek ismeretesek. Itt három eruptív fázist különböztet meg *Cioflicz* (1961): 1. Kimmériai előtti: bazalt, anamezit, dolerit, gabbró és peridotit. 2. Alsó neokom: bazalt, andezit, oligophyr, orthophyr és dacit. 3. Felső neokom: bazalt.



„Fontos annak a megállapítása, hogy mindenütt, ahol mezozoos flis képződmények vannak (a Szarmatidák barázdája, a Keleti Kárpátok külső barázdája, a Maros barázdája és a Severin-i takaró), diabáz is található” (Murgeanu – Patrulius 1961). Ez a vélemény az Alföld északi flis vonulatára is kiterjeszthető. Ez tűnik ki *Völgyi* (1959) véleményéből is, aki szerint a diabáz kísérője a flis kifejlődésének.

Megemlítem, hogy a Kárpátokban két kor van, amelyben élénk diabáz képződés ismerhető fel: az alsó kréta és valószínűleg a szilur (Szalai 1962). Az előbbieknél kisebb méretű a triász és a felső kréta korú diabáz vulkánosság.

#### IV. A Belsőhegység

Az előbbi fejezet a perm mezozoos üledékekkel foglalkozva a Tisia megüüllődését igazolta. Jelen fejezet a Tisia emelkedését ismerteti. Az emelkedés során a perm-mezozoos üledékek és az őket szegélyező ősközetek együtteséből épül fel a Belsőhegység.

*Telegdi Roth* (1929 p. 86) szerint az ausztriai hegységképződés eredménye az egységes szárazulatként kiemelkedő Tisia. Ez a kiemelkedés teljessé csak a turonban válik. Az egységes szárazulat azonban ekkor sem maradt hosszú életű, minthogy a szubhercini mozgás részben megteremtője a szárazulatlak, de egyidejűleg ill. kissé később, a szenonban a szárazulat egy részét megbontó tengerárgagnak is.

Alább a szárazulattá alakulás folyamatát ismertetem.

Gerecsében a barremi emelet képződményei szolgálják a legmagasabb krétát. A Gerecséhez csatlakozó Tatán ismeretes az apti. A Vértesben és a Bakonyban megvan az albai és a cenomán. A turonban a Dunántúlon teljes a kiemelkedés (*Fülöp* 1961). A Dunától északra *Mahel* (1961 p. 44–45) szerint a nyugat-szlovákiai csoport sorozatai, a Nyugat-Kárpáti csoport legtöbb tagja az alsó krétában kiemelkedett. E kiemelkedés többnyire a valangini – középső albai emeletek között történt. Az apti emeletben ingresszió szakítja meg ezt a hízagot. A neokom felső tagozataiban a tenger elsekélyesedése figyelhető meg, még a külső kriznai sorozatban is, melyet addig aránylag mélytengeri üledékképződés jellemzett. Ezek a mozgások már a neokomban egyes gátak keletkezését és a központi öv déli részének tengerszint fölé való emelkedését idézték elő.

*Mahel id. Lóczy* évtizedekkel ezelőtti megállapítását igazolja. „Mindezekben a Vág és Garamvidék-i mészkővonulatokban – írja *Lóczy* (1918 p. 10) – a hegyalakulás a krétaperiódus közepén befejeződött, mert a felső kréta rétegek transzgredálva konglomerátummal nyugodtan fekszenek reá a régibb ránkokra.”

Az említett apti ingresszióra utal a barremi végén kiemelkedett a Gerecsével határos területen, Tatán az apti megjelenése is. *Fülöp* szerint az apti transzgresszió a Bakonyban is jelentkezik.

Ugyanekkor az Alpokban is epirogén emelkedés jelentkezik. A neokomban a Mészköalpok egykori medencéjében küszöb emelkedett ki. *Kockel* (1923), *Brinkman* és szerzőtársai (1937 p. 442) Rumuni Hátnak nevezik a küszöböt.

A küszöbtől északra a flis tenger, délre a megszűkült Mészköalpok medencéje fekszik. E küszöb kiemelkedése a cenomán előtt kezdődött. A Mészköalpok medencéje tehát megkeskenyedik és a danienben végleg kiemelkedik.

*Książkiewicz* (1956 p. 386) lehetségesnek tartja, hogy a Pienin zonát északról szegélyező kordillera a Rumuni Háttal állt kapcsolatban.

A kordillerának a Rumuni Háttal való kapcsolata a szenonban annál inkább valószínű, mivel a kréta végén a kárpáti térség legnagyobb része szárazulattá vált.

A Mészköalpok geoszinklinálisának déli partvidékét a Centrálalpi küszöb jelzi. A Centrálalpi küszöb nagyobb része a prévariszkuszi idők óta szárazulat. A Centrálalpi küszöb a felső krétában megnövekszik a szárazzá vált Mészköalpokká.

*Darányi* (1957) szerint a Bakony és a Vértes hegység területéről a cenomán tenger a szubhercini mozgás következtében vonult vissza. *Kopek* (1961 p. 418–419) is megállapítja, hogy a szubhercini mozgás kiemelkedésben, a terület feldarabolódásában, majd újra töréses formaelemek keletkezésében kulminál. *Kopek* (1962) eocén tanulmányában fontos eredményhez érkezve kimutatja, hogy az északi és a déli Bakony eocénje különbözik egymástól. Ez a különbség a két eocén előjövétel között szárazföld feltételezéséhez vezet. A kiemelt terület középpontjában Bakonybél – Pénzesgyőr fekszik. *Ez a kiemelkedés az előbbieket nyomán már a cenomán után megindult.* Ez a bakonyi kiemelkedés összekötő láncszem a tőle keletre, az Alföldön megállapított Belsőhegység (*Szalai* 1961) és a tőle nyugatra levő Centrálalpi-Mészköalpi kiemelkedések között.

*Megállapítható tehát a felső krétában: a turonban egy szárazulat képződése, mely a Keleti Alpoktól a Keleti Kárpátokig terjedt.* Ez a jelenség jogosít arra, hogy noha a részletekben orogén hatások is felismerhetők, az egészet tekintve epirogén jellegűnek tekintsük a mozgásokat. A közbenső tömegben *Szentes* (1957–58) szerint is főleg függőleges irányú mozgások mutatkoznak. Az Alföldnek a Keleti Alpok centrális övével való összefüggésére először *id. Lóczy* mutatott rá. (*Diener* 1903 p. 474). Ez a szárazulat észak és dél felé is nagy területet hódított el a tengertől. A turon tengeri képződmények csupán a Kárpátok külső szegélyén mutatkoznak: keleten a Kárpátok főbarázdájában és a Szarmatidák tengerbarázdájában (*Murgeanu és Patruilus* 1961), északon a Kárpátok külső szegélyén és a szirtövben (*Salaj* 1961), délen Jugoszlávia nyugati és délnyugati területein a turon nagy vastagságot ér el (*Petkovic, Markovic* 1961 p. 174), de a Dráva és a Száva közén Szlovénia egy részét leszámítva, valamint a Szávától délre jó darabon ismeretlen.

A Tisián a Maros tengerbarázdája, azaz az Erdélyi Érchegység olyan üledékgyűjtő, amelyben *Ilie* (1961 p. 685) szerint a kréta valamennyi emelete megvan. A cenomán után azonban, miként *Ilie* is megállapítja, ez a földterület is szárazra került. A szubhercini mozgás szárazulatképző hatása tehát itt is érvényesült. *Ilie* összevont turon-szenon emelete esetleg a felső szenont öleli fel.

A szenonban közel K–Ny csapású tengerágak nyomulnak a turonban szárazulattá alakult területre. *Ezek a tengerágak az Alföldön körülfojták az általam Belsőhegységnek nevezett földterületet.* Lehetséges, hogy a Belsőhegység a Dunántúlon a kordillera mentén kiékelődik. Lehetséges az is, hogy az É-i és a D-i Alpok közt az Ivreaig követhető Narbe jelzi Ny felé helyzetét.



„Belső hegységeink szigetségeiről én azt tartom, hogy ezek — írja id. Lóczy (1913 p. 5) — a neogénkorszak elejéig összefüggő magas hegységet alkottak...” Lóczy (p. 10) szerint a nagy magyar medence helyén a paleozóos-mezozoos korszakok idejében összefüggő magas hegységek állottak. Megállapítható tehát, hogy Lóczy 50 év előtti gondolatai az új adatok birtokában, új formában fogalmazódnak meg tanulmányomban.

A Belsőhegység felszínen maradt részei: a tágabb értelemben vett Bihar, a Villány és a Mecsek.

*A szenon ingresszió, mely mindenütt diszkordánsan települő üledékeket hagy vissza, bevezetője a Harmad-Negyedkori Belsőszüllyedék képződésének.*

### V. Harmad-Negyedkori Belsőszüllyedék

A krétában feltornyosult Belsőhegység a miocénig megmarad. Szegélyének megsüllyedése azonban már a szenonban kezdetét veszi. Ez a kezdet bevezetője a Tisia újabb szüllyedési periódusának. A megsüllyedés erőteljessé a miocénben válik.

A szubhercini mozgás a Belsőhegységben epirogén emelkedésként, szegélyén pedig kissé később szüllyedésként jelentkezik. A Belsőhegység északi és déli szegélyének szüllyedése nem egyidejű. Többé-kevésbé a két szegély szüllyedése, ill. emelkedése ellenkező előjelű. A szubhercini mozgás tehát a Belsőszüllyedék keletkezésének is megindítója. Itt tehát az ismertétel igazolását látjuk, mely szerint a szüllyedő kéregrészek szemben állnak az ugyanebben az időben emelkedőkkel. A megsüllyedt területeken a szenon üledékek rakódtak le.

A szenon tenger a mai Alföld északi részén, valamint a Kodru Mómában, a Bánáthban, Bácskában, a Duna – Dráva szögletben, az Erdélyi Érchegységben flis jellegű képződményt hagyva hátra, körülfogta a Belsőhegységet és részben benyomult rögei közé. Az Erdélyi Érchegységben már a barrémi-apitálbai emeletek idejében flis fáciesű rétegösszlet képződött. A cenománban molasz, a szenonban gosau fáciesű a rétegsor (Murgeanu, Patruşiu 1961 p. 127).

A szenont Globotruncanák népesítették be (Majzon 1961). A Globotruncanák legnyugatibb előfordulását Winkler (Heritsch – Kühn 1951 p. 254) ismerte fel Mangarthban (Juli Alpok). A Globotruncanák részben a fúrások anyagából, részben a felszíni kőzetekből kerültek elő.

A belső flis és a külső flis hasonlóságára a Globotruncanák utalnak. A belső flis képződése azonban sokkal rövidebb ideig tartott, mint a külső flisé. A belső öv legnagyobb részén csupán a szenonban és az eocén egy részén ismeretes flis jellegű képződmény.

A flis tenger északi határa, ha nem is pontosan, de lényegét tekintve megjelölhető. Nevezetesen az Alföld északi szegélyén megvan a flis jellegű szenon. A flis jellegű szenontól északra a nekézsenyi (Bükk) felső kréta gosau jellegű (Schröter 1960 p. 9). Így tehát a kétféle kréta fácies között szárazulat tételezhető fel. Ez a szárazulat megjelöli a flis tenger északi szegélyét. A szárazulat a Nyugati Kárpátokat és az Alföldet elválasztó, alább tárgyalandó kordillera.

A Belsőhegységet szegélyező szenon déli határát a Déli Kárpátok kristályos tömege és a Peters – Mojsisovics-féle szárazulat jelöli.



A Déli Kárpátokat és a Balkánhegységet szegélyező szenon Szófiától északkeletre is követhető (*Bončev* 1958). Nyomozható tovább keletre ez a fácies a török – szovjet határig.

A flis jellegű képződményeket Jugoszláviában a Tisza mindkét partján több fúrás feltárta, ahol is a szenon a kristályos alapkőzetre települ. A Fruska Gorában is ismeretes a flis. A Tisza menti Boka és a Fruska Gora flis képződményei a térbeli közelség alapján összeköttetésben állhattak egymással. Így a *Peters – Mojsisovics* szárazulatát dél felől is részben a szenon tenger mosta. Ez a szárazulat tehát a Belsőhegységet dél felől szegélyező flist két ágra bontja. Az északi ág Villánytól délre Jugoszláviában nyomozható, a déli ág a Dráva – Száva között helyezkedik el.

A Belsőhegységet dél felől szegélyező szenon tenger tehát összeköttetésben állott a Dinaridák és a Déli Kárpátok üledékgyűjtő medencéivel.

Az Alföld északi flis vonulatán, de egymástól távoli helyeken, foltokban agyagos, homokos kifejlődésű eocén flis üledékek ismeretesek. A debreceni 2. sz. fúrás anyagában *Majzon* a felsőkréta és eocén határán képződött legalsó eocén flis rétegekre jellemző faunát talált.

A kordillerától északra az eocén diszkordánsan települ a triászra. Teljes eocén sorozatot csupán a Dunántúlon ismerünk.

Az oligocén csak a kordillerától északra, rendszerint az eocénre települve jelenik meg.

A középső miocénben nagy változás történt. Az Alföldön, a Kelet-szlavák medencében és a Dunántúlon megjelennek a tengeri üledékek.

A tengerrel borítottság tekintetében a miocénben kialakult kép hasonlóvá teszi az Alföldet és a Belsőhegység még ma is felszínen levő rögeit a mezozoikumhoz, leginkább az alsó krétához. Magmatevékenység tekintetében azonban nem hasonlíthatók össze, mivel a miocén vulkánosság jellege (andezit, riolit, dacit) minőségi és mennyiségi vonatkozásban egyaránt teljesen különbözik a kréta magmatizmusától.

A felső miocént az Alföldön hiányos kifejlődésben ismerjük. Eddigi ismereteink szerint a medencebeli szarmata összletben kizárólag riolitvulkanitok ismeretesek (*Vadász* 1960 p. 422).

A Belsőszüllyedék tovább mélyül, amint azt a pannon üledékek nagy vastagsága és elterjedése igazolja. Eddigi adatok szerint a pannon üledékek legnagyobb vastagságukat a biharnagybajomi – túrkevei rög és a madaras – ferencszállás – battonyai rögvonulatok között a többé kevésbé K – Ny csapású depresszióban érték el. Erre nézve megbízható adatot a nagyszénási fúrás feltárta 3000 m körüli vastagságot elért, pannon képződmények nyújtanak.

A Belsőszüllyedék pannonjában több fúrásból andezit tufás anyag került elő. *Vadász* lehetségesnek tartja, hogy a sokszor megismétlődő tufa nem szórt anyagból, hanem nagymérvű lepusztulásból, vízi szállítottságból származik. Újabban *Kriván* megállapítja, hogy a Kárpát térség még a pleisztocénben is andezit erupciók színtere volt. Ez a felismerés az előbbit is más világításba helyezi.

A Belsőhegység felszínen maradt egyik rögén az Erdélyi Érc-hegységben ismeretes a pliocénkori bazalt. A dunántúli és ezekkel egy vonalban fekvő stájer (*Winkler – Hermeden* 1957 Tafel I) bazaltok is a Belsőhegység, illetve annak szegélyén mutatkoznak a nagy mélységig összetöredezett nukleusokon. A

bázikus magmatevékenység tekintetében bizonyos azonosság állapítható meg a pliocén vége és az alsó kréta között. Erre a kérdésre alább még visszatérek. A negyedkori síkságok nagyobb része ma is árvizektől járt terület. Ez azt igazolja, hogy az Alföld egy része ma is süllyed. Tehát a kréta végén meginduló epirogén süllyedés részben még ma is tart.

Az előbbiekben utaltam arra, hogy a perm mezozoos Belsősüllyedék pásztás jellegű. Ekkor az ősi Lóczy küszöbéről még több rög (Túrkeve, Battyánya) szigetként mutatkozik (Szalai 1961 szelvény). A pannonban ezek a rögek is mélybe zökkennek. Ezért tehát a harmadkori Belsősüllyedék nagyobb területet ölel föl, mint a korábbi. A pásztás jelleg megszűnik. Kiterjedése tehát nagyobb, az időtartama és mélysége azonban csekélyebb, mint az idősebb Belsősüllyedéké.

A tárgyalt terület epirogén emelkedése és süllyedései között feltűnő különbség mutatkozik. Az emelkedés nagyobb területre terjed ki, mint a süllyedés. A süllyedés során a korábban kiemelt földterületnek csak egyrésze süllyed a mélységbe. A kiemelt hátakból rögek maradnak a felszínen. E rögekön halványan, sokkal kisebb mértékben, mint a Kárpátok külső keretében, de mégis azokhoz hasonló orogén folyamatok is mutatkoznak, melyek egy része a külső keret orogén folyamataival egyidejű. A rögszerkezet képződése az alapkőzet mozaik jellegének következménye. A mozaik alapkőzet kialakítója a területet ÉNY – DK, ÉK – DNY, É – D, K – NY irányában kisebb-nagyobb eltérésekkel át és át járó törésrendszer.

## VI. A kordillera

A kordillera a Nyugati Kárpátokat és az Alföldet, illetőleg magát a Tisiát különíti el. Mindkét földterület alakulására hatással volt. Ezt a hatást igen élesen kifejezi a Belsőhegységnek a Dunántúlon való szűkebb térre szorulása.

A kordillera földrajzi értelemben magas hegység lehetett. Földtanilag a legősibb Tisia fennmaradt rögének minősítem. A karbontól szinte napjainkig befolyással volt a Kárpát rendszer kialakulására. A kordillera a Tisia elkülönült vonulata. Földtani értelemben „hegység” fogalomjel nem illeti meg. Ez idő szerint eldöntetlen, hogy a történések során hányszor süllyedt, illetőleg emelkedett a kordillera. Az alábbiak nyomán megállapítható, hogy a neokomban, legalább is a Bükk és az Alföld közötti szakasza kiemelt volt.

A Balaton vonal (Szalai 1958) a Kárpát medence egyik legidősebb szerkezeti vonala; a breton mozgással hozható kapcsolatba. Miként az a legkorábbi geokinetikai vizsgálatokból kitűnik (Bendefy 1959), ma is élő tektonikai vonal.

A Balaton vonal mentén egy kristályos rögvonulat, a mélybe süllyedt kordillera helyezkedik el. Ez a rögvonulat a Slemétől a Hernád torkolat vidékéig követhető. A prémezozoos, lehet hogy prékaledoniai vonulat helyzetét a gravitációs kép is igazolja. A kordillerára id. Lóczy mutatott rá (1913): „Hogy azonban még a mediterrán időben is Fejér, Tolna és Veszprém megyék összeglésén egy nagy, andezittömegektől áthatott, magas hegység állott, azt belbizonyítottuk azzal, hogy a Nagybakonyban... nagy kiterjedéssel és te-



temes vastagsággal terül el 300 – 450 m közti magasságban az a mediterránkori kavicskonglomerát, amelynek keleti részeiben nagy görgetegek vannak és nagyságukkal meg kőzetfajtájukkal arra utalnak, hogy kelet – délkelet felől a neogénkorú magas hegység nagyeresű, rohanó vadpatakjai szállították a görgetegeket a Bakony fennsíkjára. Azóta az Alföld feneke alá süllyedt ez a magas hegység és megszűnt az összefüggés a kavics és eredési helye között. Sőt a Bakony körül kisebb pászttakban alapsziklájával együtt leszakadt a kavicstakaró.”

A „magas hegység” mélybe süllyedése a földterületnek a Balaton vonal mentén való mélybe zökkenésével hozható kapcsolatba. Fennmaradt rögök azonos esetekben igen gyakoriak.

A kordillerára utaló további adatok: A vonulat két oldalán a létezőtani különbözőségek az alsó karhontól kezdve kimutathatók, amint arra *Földvári* (1952) és *Kiss* (1951) kimutatta szabadbattyáni vize utal. Ezek szerint a kordillera már a devonban megvolt.

Az Alföld az alsó krétáig, a Bükk a nóri emeletig bezárólag süllyed. A nekézsenyi gosau típusú felső kréta (*Schréter* 1960), továbbá a Bugyi 3. sz. fúrás gosau fáciesé (*Kőrössy, Völgyi*), valamint a bakonyi, zalai felső kréta és a Belsőhegységet észak felől szegélyező, fúrásokkal feltárt flis jellegű felső kréta faciologizai különbsége a rögvonulatra utal.

A kordillerától északra a triászra a felső eocén mészkő települ (Budapest, Tura, Mezőkeresztes), tőle délre azonban a felső eocén mészkő ismeretlen. Az É-i területen az eocén édesvízi, szennyomokat tartalmazó üledékei is mutatkoznak (Békásmegyer, Budapest – Városliget, Bugyi, Bükkalja). A kordillerától délre ezek ismeretlenek. „Az Erdélyi medence és a Dunántúli Középhegység eocén képződményei közettani kifejlődés és fauna tekintetében egymástól feltűnően eltérnek. A faunában mutatkozó eltérés valószínűvé teszi azt – *Vogl V.*-ra hivatkozva írja *Telezdi Roth* (1929 p. 137) –, hogy a két medence az óharmadkorban egymással közvetlenül jobbra nem függött össze.”

A csepelszigeti fúrás rupeli képződményében lelhető kristályos görgetegek a kordillera közelségére mutatnak. A dunaujvárosi fúrás harmadkori üledékei magára a kristályos vonulatra települnek.

A kristályos rögvonulat szerepe a neogénben is követhető. *Buday T.* (1961) szerint a Kelet-szlavák neogén medence különbözik a Duna medencétől. Ugyanis a Kelet-szlavák medence és az ehhez csatlakozó északmagyarországi terület a miocénben tartósan süllyed, a pannonban azonban alig. Az Alföldön ennek ellenkezője állapítható meg. A pannonban a rögvonulat részben már a mélybe süllyedt volt, de a Balatonvonal jelezte szerkezet mentén az alapközet rögmozgásainak különböző előjelei továbbra is fennmaradtak.

*Bartha Ferenc* megállapítása szerint a Mecsektől (Szekszárd – szászvári szakasztól) északra a felső pannon alsó részében még kiemelt terület fokozatosan lezökken és ekkor a felső pannonban kezdődik ott az üledékképződés. A kordillera dunántúli szakaszának egy része ekkor kerül a tenger uralma alá.

A kordillera helyzetét *Oszlaczky* (1953) megállapítása szerint a Kalniktól Mezőkövesdig tekintélyes gravitációs maximumok jelzik. „A magas helyzetű, maximummal jellemzett, szigethegység jellegű tömegeket – írja *Oszlaczky* –



északnyugat – délkeleti vagy észak – déli törések mentén lesüllyedt, minimummal jellemzett tömegek választják el egymástól.” Jelenben tehát a kordillera gravitációs maximumok képében mutatkozik.

A rögvonulat két oldalán mutatkozó mozgási és faciológiai különbségek e szerkezetnek fontosságára mutatnak. Ez a rögvonulat és a Balatonvonal a Kárpátok egyik legősibb szerkezeti képét őrzi. Azt, hogy itt a rögvonulatról és nem összefüggő hegységről-gátról van szó, az alföldi – bihari és a dunántúli Középhegység mezozoos tengerének említett kapcsolatai is mutatják.

*Az előadottakból következik, hogy a kordillera, mely két szerkezeti egység határát jelzi, a Belsőhegység alakulását is szabályozta.*

A tektonikai megnyilvánulások területenként való változását Szentes (1957 – 58) is megemlíti.

A kordillera délkeleti szegélyén Pincehely – Pári – Gölle – Kaposvár között a Dunántúl szeizmológiai szempontból egyik legjellegzetesebb része fekszik (Csomor, Kiss 1962).

A Bouguer izogammatérképen Pollhammerné Telkessy szerint Pincehely – Pári – Gölle – Nagyatád vonala regionális törérendszer irányát jelölheti. Bendefy (1959) geokinetikai térképén a negatív izoanabázis vonalai Pincehely – Kaposvár epicentrális területet teljesen körülölelik. Kaposvár környékén 1958. VII. 24-én rengés pattant ki (Csomor, Kiss).

Tovább északkeletre Fülöpszállást és Nagykőröst összekötő vonal Kiss Z. szerkesztette térkép epicentrális területének szegélyén halad. (Szalai: Földrajzi Értesítő 1960. 4). Tovább ugyanez a térkép északkeleten Debrecen, Nyírbátor és Nagyecsedet összekötő vonallal bizonytalan kiterjedésű epicentrális területet jelöl meg. Ez utóbbi terület északnyugati része Fülöpszállást Nagykőrössel összekötő vonal csapásában fekszik. A dunántúli vonal e vonaltól kissé északabbra helyezkedik el. Mindezek a vonalak Fülöpszállástól az alföldi flisen húzódva keresztül, kétségtelenül földszerkezetet jelölve a kordillerával haladnak párhuzamosan, A kaposvári földrengés mutatja, hogy e törérendszer napjainkban is aktív.

Az előbbieken már megemlékeztem a Pienin zónát északról szegélyező kordilleráról és arról, hogy ez Ksiazkievicz szerint a Rumuni Háttal kapcsolatban állt. E kordillera zónára, amint arra Matejka és Andrusov mutattak rá, a pienin szirtöv krétájában lelhető görgetegek utalnak. A kordillerának, mely az északi Centrális Kárpátokat szegélyezi, Andrusov (1958 p. 407) szerint a triász előtti tektonika a megteremtője. Andrusov megállapítja, hogy egyes görgetegek, melyek a Nyugati Kárpátok Pienin zónájában lelhetők meg, megvannak Ybbsitz környékén Ausztriában a Pienin szirtövben, megvannak továbbá a Keleti Kárpátok (ill. Északkeleti Kárpátok) ugyanazon zónájában is. Andrusov szerint lehetséges, hogy egy herciniai vagy idősebb tektonikai vonalról van szó. A délkeleti kordilleráról megállapítható, hogy az alsó karbon előtt képződött. Lehetséges, hogy mindkét kordillera azonos időben keletkezett. Valószínűleg a breton fázisban jelentek meg. Kockel és Brinkman szerint a Rumuni Hát a neokomban emelkedett ki. E kiemelkedés a cenománban kezdődött.

Az aderklaai (Bécestől ÉK-re) fúrások Janoschek (1951 p. 534) megállapítása szerint mészkőalpi kőzeteket tártak fel: kagylós mészkövet, földolomitot, rhät és titon, neokom mészkövet, gosau márgát és homokkövet. Janoschek közölte gravitációs izogamma térkép szerint ez az előfordulás a belső szirtöv

felé mutat. *Stille* (1953 p. 77 és 79) térképe és szövege is ezt a kapcsolatot jelzi. Ezek szerint az aderklaai előfordulás északnyugati szegélyén tételezhető fel a kordillera és a Rumuni Hát kapcsolata.

Ez a kordillera a Nyugati Kárpátok északnyugati részén halad, *Lóczy* „magas hegysége” pedig délkelet felől szegélyezi azt. Mindkét kordilleráról behizonyosodott, hogy a neokomban kiemeltek voltak. Mindkét kordillera mélyreható tektonikai vonalak mentén (Balaton vonal, Peripienin vonal) helyezkedik el.

A délkeleti kordillerát a Hernád torkolat vidékéig követtük. Megemlítet-tük, hogy ezt a gravitációs kép is jelzi. A gravitációs anomália vonulat a Hernád mentén észak felé halad és így *Limanovski* megállapította herceinai csapást követi. A délkeleti kordillera mentén fekvő szabaddaltányi víze a Keleti Alpok (Nötsch) víze előfordulásával való kapcsolatra mutat. Ezek szerint a Balaton vonal menti kordillerához a Keleti Alpok felé csapó karbon csatlakozik. Itt tehát újból hasonló a kép a Kárpátok északnyugati szegélyéhez, ahol a Peripienin vonal mentén a kordillera a Rumuni Háthoz kapcsolódik.

## VII. Magmatektonika

Feltűnő az idősebb és a fiatalabb Belsőszüllyedékek magmatizmusának különbözősége. Ugyanis a perm-mezozoos magmatizmus kezdetben *savanyú* (kvarcporfir), általában *bázikus*. *Stille* (1953 p. 204 – 205) az alsó triásztól az alsó krétáig bezárólag a magmatizmust iniciálisnak minősíti. A Harmad-Negyedkori Belsőszüllyedék magmatizmusa *savanyú*, illetőleg viszonylag savanyú. Végül pedig újból bázikus. A neoid teljes magmatizmusát nézve tehát: savanyú-bázikus-savanyú-bázikus. Ez a jelenség, bár kevésbé élesen a Harmad-Negyedkori Belsőszüllyedék keretei között a miocénban is mutatkozik. A miocén vulkánosság *riolitmagmával* kezdődik a burdigáliai-helvéti emelet idejében: bázikusabb andezitekkel folytatódik a tortóniában; befejeződik a szarmatában *riolitmagmával*, ill. kálitrachittal és andezittel.

A geoszinklinális fázisban (perm-mezozoos Belsőszüllyedék) a kéreg nagy mélységbe jut, amint azt az üledékek vastagsága igazolja. A magmatizmus *bázikus*. Az orogén fázis végén a kiemelt nukleusokon, ill. azok mentén jelentkezik a bázikus magmatizmus (pannon-pleisztocén). Mindkét esetben a kérget átható nagy mélységű hasadékokra kell gondolni. Az előbbi esetben a kéreg *mélyen*, az utóbbiban *magasan* fekszik. Lényeges geomorfológiai különbség áll fenn a két eset között. Mégis a magmatermékek nyomán megállapíthatók az azonos magmatektonikai folyamatok.

A geoszinklinális stádiumban a magmatizmus bázikus. Ezeknek a feltételeknek a Belsőszüllyedékek magmatizmusa teljes mértékben megfelel.

A peridotitok a legnagyobb fajsúlyú eruptív kőzetek. Sűrűségük 2,9 – 3,6. Gyakran szerpentinesednek vagy esetleg nagyobb részben szerpentinné alakultak át.

A Hegyes Drocsa triászában ismeretes a peridotit is. E megállapítás nyomán gondolhatunk arra, hogy az alföldi mágneses maximumok esetleg részben erre az igen bázikus, nagy fajsúlyú kőzetre vezethetők vissza. Az orogén fázisban a magmatizmus savanyú.



Az idősebb Belsőszüllyedék bázikus magmatizmusa a főmozgási fázis (ausztriai) megelőzi, a fiatalabb Belsőszüllyedék savanyú magmatizmusa a főmozgást (stájer) követi. Ez a megállapítás vonatkoztatható az alpi, balkán-félszigeti és a kisázsiai területekre is (*Sonder 1956, Petraschek 1960*).

A neoid fejlődésmenet idős szakasza joggal nevezhető tehát geoszinklinális, a fiatalabb szakasz pedig orogén időszaknak, amint arra *Kober* utalt. A perm-mezozoos Belsőszüllyedék időtartama 120 millió év, a fiatalabbé 59 millió év. Az előbbi esetében a kéreg nagyobb mélységbe jut, mint az utóbbi esetben. A magmatizmus különbözősége a kéreg mélységbe jutásával függhet össze. Ez a feltételezés azonban az előbbieket szerint a finalis magmatizmusra nem vonatkozik. Ezek szerint az idősebb és a fiatalabb Belsőszüllyedékek bár geomorfológiailag azonos jellegűek, geotektonikailag nem azonos értékűek.

### Összefoglalás

1. I–V. alatt ismertettem a földterület süllyedéseit és emelkedését bizonyító adatokat. E fejezetekben előadottakból kiemelem az alábbiakat. A Belsőhegység triász tengere a Dinaridákkal közvetlenebb kapcsolatban állt, mint a Dunántúli Középhegységgel és a Keleti Alpokkal. A jurában és a krétában azonban a Belsőhegység mezozoikuma a Dunántúli Középhegységgel és a Keleti Alpokkal közvetlenebb kapcsolatba kerül, a Dinaridákkal az összeköttetés a szenon kezdetéig megszakadt.

Ösföldrajzilag és tektonikailag a Mecsek és a Villány sem a Keleti Alpokhoz, sem a Dinaridákhoz nem sorolható, mivel ezek a hegységek az előbbiektől elkülönült szerkezeti egységek, a Belsőhegység felszínen maradt rögei. A földrajzi értelemben vett Kárpátokon belül az ausztriai mozgás indítja meg a Keleti Alpoktól a Keleti Kárpátokig követhető kiemelkedés alakulását és a Belsőhegység képződését. E kiemelkedést orogén jelenségek kísérik.

A Globotruncanákkal igazolt szenon az ausztriai, szubhercini mozgások nyomán képződött Belsőhegység szegélyét jelzik.

2. Majd az Alföld É-i szegélyén húzódó, mélybe süllyedt kordillera (VI) területét megjelölve, annak az üledékképződésre gyakorolt befolyását ismertetem. A Balaton vonal, ill. a mélybe süllyedt kordillera mentén az alapkőzet rögmozgásai ellenkező előjelűek.

3. A továbbiakban a magmatektonikai folyamatokról emlékezem meg (VII).

Feltűnő a perm-mezozoos és a fiatalabb Belsőszüllyedék magmatizmusának különbözősége. Az előbbié főképpen bázikus, az utóbbié savanyú jellegű. A szedimentációs periódus és a magmatevékenység között kapcsolat van.

Az idősebb Belsőszüllyedék időtartama 120 millió év, a fiatalabbé 59 millió év. Mindkét Belsőszüllyedék geomorfológiailag hasonló, de magmatektonikailag különbözik egymástól.

További összefüggések is megállapíthatók: a perm-mezozoos bázikus magmatizmus a mélybe süllyedt területen mutatkozik; a pannon-pleisztocén bazalt magmatizmus az emelt helyzetű nukleusokon, illetve azok mentén jelentkezik. Geomorfológiailag tehát különböző helyzetű területeken azonos jellegű a magmatizmus.



Érdekes jelenséggént említem, hogy a perm-mezozoos Belső-süllyedék képződésének kezdetétől cca. 55 millió év után legerőteljesebb a bázikus magmatizmus (alsó kréta). A szenonban meginduló harmad-negyedkori Belső-süllyedék esetében annak kezdeti szakaszától cca. 59 millió év után törnek fel a bazaltok (pliocén vége, pleisztocén). Többé-kevésbé tehát mindkét esetben a süllyedés kezdetétől a bázikus tevékenység megindulásáig, illetve erőteljessé válásáig azonos idő múlt el.

## IRODALOM

- Andrusov, D.*: Die vortriadischen Faltensysteme im Gebiet der Westkarpaten. Geologie Jhrg. 7. 3–6. Berlin, 1958.
- Bemmelen, R. W. van*: Magma- u. Krustenundationen/eine Ergänzung von Haarmann's Oszillations Theorie. Händelingen van Het Zesde Nederlandisch Indisch Naturwetenschappelijk Congres Gehouden to Bandoeng 22. 23. 24. 25. 26, September 1931.
- Bartha F.*: A Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről I. rész.
- Bendefy L.*: Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitmässiger Feineinwegungen. Acta Technica Acad. Scient Hung. Ser. Geod. – Geophys. T. I. Fasc. 1–3. Budapest, 1959.
- Boncev, E.*: Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. Geologie Jhrg. 7. H. 3–6. Berlin, 1958.
- Brinkmann, R. Gundlach, K. Loegteres, H. und Richter, W.*: Mesozoische Epirogenese u. Paläogeographie in den Österreichischen Nordalpen. Geol. Rundschau XXVIII. 1937. Stuttgart.
- Buday T.*: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten u. ihr Baustil. Geologické práce Zoisit 60. Bratislava, 1961.
- Cornelius, H. P.*: Grundzüge der allgemeinen Geologie. Wien, 1953.
- Cioflica, G.*: Entwicklung des Mesozoischen Vulkanismus des Drocea-Gebirges. Acta Geol. Ac. Sc. Hung. T. VII. Fasc. 1–2. Budapest, 1961.
- Csikó G.*: A magyarországi kőolaj- és földgáztárló sekély szerkezetkutatások földtani eredményei. Bányászati L. 1956. 5. sz. Budapest.
- Csikó G.*: A Budapest környéki újabb szénhidrogénkutatások és azok földtani eredményei. Földtani Közlöny 4. sz. 1956. Budapest.
- Dank V.*: Új magyar földgázelőfordulások földtani alkata. Bányászati L. 95. 11. sz. Budapest, 1962.
- Darányi F.*: Adatok az Ajka környéki kréta kifejlődéséhez. Bányászati L. 4–5. sz. Budapest, 1957.
- Diener, K.*: Bau u. Bild der Ostalpen u. der Karstgebiete. Wien – Leipzig 1903.
- Földvári A.*: A szabadbattyáni ólomérc és kővületes karbon előfordulás. M. T. Akad. Műszaki T. O. 5. K. 3. sz. Budapest, 1952.
- Fülöp J.*: Magyarország kréta időszaki képződményei. Földt. Int. Évk. XLIX. 3. Budapest, 1961.
- Haász I. B.*: Magyarország 1:1 000 000 méretarányú áttekintő földmágneses térképe. Budapest, 1962 (Kézirat).
- Heritsch, F. – O. Kühn*: Die Südalpen. Geologie v. Österreich Wien, 1951.
- Ilie M.*: Kréta időszaki képződmények az Erdélyi Érc-hegységben. M. Á. Földt. Int. Évk. XLIX. 3. f. Budapest, 1961.
- Janoschek, R.*: Das Inneralpine Wiener Becken. Geologie von Österreich. Wien, 1951.
- Kertai Gy.*: A mezozoikum kőolajföldtani jelentősége. M. Á. Földt. Int. Évk. XLIX. K. 4. f. Budapest, 1961.
- Książkiewicz, M.*: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rundschau Bd. 45. Stuttgart, 1956.
- Kiss J.*: A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. Földt. Közl. LXXXI. Budapest, 1951.
- Kober, L.*: Bau u. Entstehung der Alpen. Wien, 1955.

- Kober: Leitlinien d. Tektonik Jugoslawiens. Ser. A. W. Bd. CLXXXIX. No. 3. Beograd, 1952.
- Kockel, G. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. 15. Wien, 1923.
- Kopec G.: A Bakonyhegység köszéntelepez összelete. Földt. Közl. XCI. 4. f. Budapest, 1961.
- Kopec G.: Kifejlődésbeli különbségek okai a délnyugati és északkeleti Bakony eocén képződményeiben, Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről. I. rész.
- Kőrössi L.: A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. Földt. Közl. LXXXIX. 2. f. Budapest, 1959.
- Kriván P.: Felsőpleisztocén (Rissi) andezitvulkánosság nyomai Aszód környékén. Földt. Közl. XCII. 3. Budapest, 1962.
- Kutassy A.: Triadische Faunen aus dem Bihar-Gebirge. I. Teil. Gastropoden. Geologica Hungarica Ser. Palaeontologica. T. 13. Budapest, 1937.
- Lányi J.: A magyar Kisalföld Mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. Geofizikai Közl. VIII. 4. Budapest, 1960.
- id. Lóczy L.: Magyarország földtani szerkezete. – A Magyar Szent Korona Országainak földrajzi stb. leírása. Budapest, 1918.
- Lóczy L. jun.: Beiträge zur Ölgeologie des innerkarpathischen Beckensystem. Petroleum 35. Berlin, 1939.
- id. Lóczy L.: A Balaton környékének geomorfológiája. Pótfüzetek a Természettudományi Közlönyhöz. XIV. Kötethez 1–2 pótfüzet. Budapest, 1913.
- Mahel M.: A Központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. M. Á. Földt. Int. Évk. XLIX. 1. Budapest, 1961.
- Majzon L.: A magyarországi Globotruncanás üledékek. M. Á. Földt. Int. Évk. XLIX. 1. f. Budapest, 1961.
- Murgeanu G., Patrulea D.: A Román-Kárpátok és előterük mezozoos képződményei. Földt. Int. Évk. XLIX. 1. Budapest, 1961.
- Nagy E.: A mecseki triasz áttekintése. Földt. Int. Évk. XLIX. 2. f. Budapest, 1961.
- Oszlaczky Sz.: A nagyalföldi geofizikai kutatások eredményeinek áttekintése. M. T. Akad. Műszaki Tud. O. Földtani Bizottsága által 1952. évi IX. 26–27- és 28-án tartott Alföldi kongresszus anyagából. Budapest, 1953.
- id. Noszky J.: Magyarország juraképződményei. M. Á. Földt. Int. Évk. XLIX. 2. f. Budapest, 1961.
- Petković, K. V., Marković, B. – Veselinović, D. M., Pejović, D., Pasić M.: Jugoszlávia mezozoikum. Földt. Int. Évk. XLIX. 1. Budapest, 1961.
- Prinz Gy.: Magyarország földrajza. Danubia Pécs, 1925.
- Pálfi M. és Rozložník P.: A Bihar és Bélihegység földtani viszonyai I. rész. Írt: Rozložník P.: Alaphegység és paleozoikum. Geologica Hung. Ser. Pal. T. 7. Budapest, 1939.
- Salaj: Einige neue Stratigraphischen Kenntnisse aus der Kreide der innere Klippenzone von Westkarpaten. Geol. Prace Zprávy 22. Bratislava, 1961.
- Schróter Z.: Die Geologischen Verhältnisse des Bükk-Gebirges Karst- und Barlangkutatás Jhg. Bd. I. Budapest, 1960.
- Schmidt E. R.: A baranya hegységcsoport nagyszerkezete és a liasz-szén további feltárási lehetőségei geomechanikai megvilágításban. Bányászati L. 87. 8. sz. Budapest, 1954.
- Staub, R.: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Exlogae Geol. Helv. V. 42. No. 2. 1949. Basel, 1950.
- Stille, H.: Geotektonischer Werdegang der Karpaten. Beihefte zum Geol. Jhrg. H. 8. Hannover, 1953.
- Szalai, T.: Geotektonische Synthese der Karpaten. Geofizikai Közl. VII. Budapest, 1958.
- Szalai, T.: Struktur der präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen u. Westkarpaten. Geofizikai Közl. VIII. Budapest, 1960.
- Szalai, T.: Die Tisia u. das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. Geofizikai Közl. IX. Budapest, 1961.
- Szalai T.: A Cserhát–Mátra gravitációs anomáliáinak tektonikai értelmezése, stb. Magyar Geofizika III. 1–2 Budapest, 1962.
- Szentes F.: Magyarország hegyszerkezeti térképe. M. Á. Földt. Int. Évk. Jel. az 1957–58. évről. Budapest.
- Szepesházy K.: Mélyföldtani adatok a nagykorós–kecskeméti területről. Földt. Közl. XCII. Budapest, 1962.
- Vadász E.: Magyarország földtana. Budapest, 1960.

*Völgyi L.*: A nagyalföldi kőolajkutatás újabb földtani eredményei. Földt. Közl. LXXXIX. 1. Budapest, 1959.

*Winkler-Hermaden, A.*: Über den Bau der Östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Ges. 16. Wien.

*Winkler-Hermaden, A.*: Geologisches Kräftespiel u. Landformung. Wien, 1957.

*Wein Gy.*: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellege a Keleti Mecsekben. M. Á. Földt. Int. Évk. XLIX. 3. f. Budapest, 1961.

*Telegdi Roth K.*: Magyarország geológiája. Pécs, 1929.

*Tomor J.*: Kőolaj és földgázkutatások a Dunántúlon. – Kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. Budapest, 1957.

*Tomor J.*: Magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. Bányászati L. 10 – 11. Budapest, 1958.





# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

1952—1962

## БИБЛИОГРАФИЯ

## BIBLIOGRAPHY

VOLUMES I—XI. Ex 1952—1962

- [1] *Ádám Antal*: Földárammodell Telluric model. X. kötet, 13—26 oldal.
- [2] Előzetes beszámoló az MTA geofizikai kutató laboratóriumának országos földáram-méréseiről. Preliminary report on regional telluric observations of the geophysical research laboratory of the Hungarian Academy of Sciences. X. kötet, 27—37 oldal.
- [1] *Ádám Oszkár*: Szeizmogeológiai viszonyok Délnyugat-Magyarországon. Seismogeological conditions in S. W. Hungary. II. kötet, 73—89 oldal.
- [2] Egyes DNy-Dunántúli területek némaságának okai. Causes of non-reflection of some South-western Transdanubian areas. IV. kötet, 1. szám, 3—10 oldal.
- [1] *Albert Anna*: A földmágneses elemek évszázados változása Magyarországon. Die Säkularvariation der erdmagnetischen Elemente in Ungarn. XI. kötet, 3—27 oldal.
- [1] *Annau Edgar*: Szeizmikus rengéshullámok diffrakciója. Diffraction of seismic waves. V. kötet, 1. szám, 46—52 oldal.
- [2] A talajnyugtalanság. Agitation of the soil. V. kötet, 4. szám, 3—6 oldal.
- [1] *Balkay Bálint*: A magyarországi földkéreg szerkezete. Crustal structure below Hungary. IX. kötet, 5—21 oldal.
- [2] A Kisalföld és az afrikai árkok közötti hasonlóságról. On some rift-like features of the Little Hungarian Plain. X. kötet, 39—43 oldal.
- [1] *Bárdossy György*: Új módszer az üledékes kőzetek redox viszonyainak meghatározására. A new method for the determination of the redoxpotential of sedimentary rocks. VIII. kötet, 53—72 oldal.
- [1] *Barta György*: Földrajzi koordináták és meridián konvergencia számítása sztereografikus vetületi összerendezőkből. Calculs de coordonnées géographiques et du convergence de méridien à l'aide des coordonnées stéréographiques. II. kötet, 3—18 oldal.
- [2] Mágneses mérések a Béke-barlang új bejáratának kitűzésére. Magnetic measurements for surveying the new entrance of the cavern named Peace. II. kötet, 67—72 oldal.
- [3] A földmágneses tér évszázados változásának 44 éves periódusáról. On a 44 years period of the secular variation of the geomagnetic field. III. kötet, 3—26 oldal.
- [4] A földmágneses elemek különbsége a budakeszi, pruhonicei és ógyallai obszervatóriumok között. Differences in the geomagnetic elements between the observatories of Budakeszi, Puhonice and Ógyalla. III. kötet, 157—167 oldal.
- [5] A tihanyi geofizikai obszervatórium. The geophysical observatory of Tihany. V. kötet, 2. szám, 50—59 oldal.
- [6] A gravitációs tér időbeli változásáról. About the periodic variation of the gravity field. V. kötet, 4. szám, 7—13 oldal.
- [7] A földmágneses tér évszázados változásáról. On the secular variation of the geomagnetic field. VI. kötet, 1—2. szám, 9—27 oldal.
- [8] A földmágneses tér változása a Kárpát-medencében. The geomagnetic field in the Carpathian Basin. VI. kötet, 1—2. szám, 29—35 oldal.
- [9] A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális és transzverzális effektusa. Longitudinal and transversal effect of the secular variation of the geomagnetic field. VII. kötet, 3—31 oldal.
- [10] A Föld mágneses sarkainak és középpontjának időbeli vándorlásáról. Zur säkulären Wanderung der magnetischen Pole und des Mittelpunktes der Erde. VIII. kötet, 3—17 oldal.
- [11] Érdekes mágneses háborgás a tihanyi obszervatóriumban. Eine interessante magnetische und ionosphärische Störung in Ungarn. IX. kötet, 83—95 oldal.
- [12] A földmágneses tér excentricitásának kapcsolata a Föld háromtengelyűségével. Connection between the Earth's Magnetism and the ellipticity of the Equator. X. kötet, 45—62 oldal.
- [1] *Bencze Pál*: A villámcsapási helyek és a földtani szerkezet közötti összefüggésről. Connection between the distribution of places hit by lightning and the geological structure of the underground. X. kötet, 63—68 oldal.

- [1] *Bendejy László*: A Pó-síkság jelenkori süllyedése. Contemporary decline of the plaine of Po. III. kötet, 71–98 oldal.
- [2] Szintezési alappontok időközi magasságváltozásának meghatározása. Determination of temporary changes of height of the levelling bases. IV. kötet, 2. szám, 3–30 oldal.
- [3] Módszer szintváltozások abszolút mértékének meghatározására. Method for the determination of the absolute measure of level-variation. V. kötet, 4. szám, 15–20 oldal.
- [4] Földrengés okozta kéregdeformációk. Elastic, plastic and permanent deformations of the Earth's Crust, caused by Earthquake. VII. kötet, 153–168 oldal.
- [1] *Bergh Árpád*: A geokémiai szénhidrogénkutatás néhány módszertani kérdéséről. Some methodological questions of geochemical hydrocarbon researches. V. kötet, 4. szám, 21–29 oldal.
- [2] A folyóvizek nehézfémvizsgálatán alapuló geokémiai kutató eljárásról. A geochemical research method based on the analysis of heavy metals in river-waters. V. kötet, 4. szám, 31–38 oldal.
- [1] *Bétkéy Lajos*: A lyukszelvényezés gyakorlati alkalmazása a hazai vízfeltáró fúrásoknál. Praktische Anwendung der Bohrlochkarottage bei den ungarischen Wassererschliessen-den Bohrungen. VIII. kötet, 19–32 oldal.
- [1] *Bisztricsány Ede*: Az 1956. január 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar-medencében. Working up of mikrozeismic data concerning the Earthquake of January 12, 1956, and the structure of the Earth's Crust in the Hungarian Basin. VI. kötet, 1–2. szám, 37–45 oldal.
- [2] A földrengések méretmeghatározásának új módszeréről. A new method for the determination of the magnitude of Earthquakes. VII. kötet, 69–96 oldal.
- [3] Kéreg átlagvastagságának számítása eurázsiai útra a Love-hullám diszperziós görbéje alapján. Computation of the mean thickness of the crust on a Eurasian wave path, on the basis of the dispersion curve of the Love-waves. VIII. kötet, 147–150 oldal.
- [4] A Budapestre vonatkozó méretegyenlet. The magnitude-equation for Budapest. IX. kötet, 97–103 oldal.
- [5] Méretmeghatározás a felületi hullám időtartamából. Magnitude-determination based on the duration of the surface wave. IX. kötet, 105–111 oldal.
- [1] *Bod Magdolna*: A gerjesztett potenciálmérések eredményeinek kiértékelése, tekintettel a laboratóriumi közetvizsgálatokra. Interpretation of the results of induced potential measurements with respect to laboratory experiments. V. kötet, 1. szám 3–17 oldal.
- [1] *Liviu Constantinescu*: Comparabilité des valeurs normales des éléments géomagnétiques fournies pour le Bassin Carpatique par les formules Hongroises et Roumaines. VII. kötet, 181–194 oldal.
- [1] *Csen Lu-Szo*: Geomágneses pulzációs regisztráló berendezések tervezése. Design of recording devices for geomagnetic pulsations. XI. kötet, 29–49 oldal.
- [1] *Csomor Dezső*: Az 1956. január 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar-medencében. Working up of microseismic data concerning the Earthquake of January 12, 1956, and the structure of the Earth's Crust in the Hungarian Basin. VI. kötet, 1–2. szám, 37–45 oldal.
- [2] Magyarország szeizmicitása. The seismicity of Hungary. VII. kötet, 169–180 oldal.
- [3] Magyarország szeizmicitása (II. rész). Die Seismizität von Ungarn (II. Teil). XI. kötet, 51–57 oldal.
- [1] *Dér Miklós*: Mágneses mérések a Béke-barlang új bejáratának kitűzésére. Magnetic measurements for surveying in the new entrance of the Cavern named Peace. II. kötet, 67–72 oldal.
- [1] *Dombai Tibor*: Előljáróban. Introductory. VI. kötet, 1–2. szám, 3–8 oldal.
- [2] Eötvös Loránd, a geofizikus. Roland Eötvös, der Geophysiker. X. kötet, 5–12 oldal.
- [1] *Egyed László*: Új módszer az átlagsűrűség meghatározására. New method for the determination of mean density. IV. kötet, 2. szám, 31–36 oldal.
- [2] A regionális anomáliák elvi kérdéseiről. Some notes concerning the principles of regional anomalies. V. kötet, 3. szám, 3–8 oldal.
- [3] A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások. On the causes of movements in the Earth's Crust and on the crustal movements in Hungary. VI. kötet, 1–2. szám 47–52 oldal.
- [4] A földi mágneses tér kapcsolata a Föld belső szerkezetével. The magnetic field and the internal structure of the Earth. VI. kötet, 3–4. szám, 3–8 oldal.



- [5] A hőfluxus eredetéről. The origin of terrestrial heat flow. VII. kötet, 97 – 100 oldal.
- [6] A Föld tágulásának fizikai megalapozásához. On the physical foundation of the Earth's expansion. IX. kötet, 23 – 30 oldal.
- [7] Eszköz törésirányok eloszlásának mechanikus meghatározásához és annak alkalmazása. A device for mechanically determining the direction-distribution of faults. IX. kötet, 31 – 34 oldal.
- [8] A Vörös tenger kialakulásának kérdéséhez. On the origin of the Red Sea. X. kötet, 69 – 75 oldal.
- [1] *Elek Ilona*: Dombos terepen végzett szeizmikus refrakciós mérések javítása. Korrektion der in Hügelgelände ausgeführten Refraktionseismischen Messungen. VIII. kötet, 201 – 207 oldal.
- [1] *Erkel András*: A gerjesztett potenciálmérések eredményeinek kiértékelése, tekintettel a laboratóriumi közetvizsgálatokra. Interpretation the results of induced potential-measurements with respect to laboratory experiments. V. kötet, 1. szám, 3 – 17 oldal.
- [1] *Erős János*: Rengéshullámok terjedési sebességének meghatározása felszínközeli rétegekben. Determination of the propagation rate of seismic waves in layers close to the surface. III. kötet, 99 – 105 oldal.
- [1] *Facsinay László*: Közetűrűségmeghatározás a felszín alatt különböző mélységekben végzett graviméter-mérések alapján. Density determinations of rocks, based on subsurface gravimeter measurements at different depths. II. kötet, 41 – 49 oldal.
- [2] A graviméter-mérések korszerű értelmezésének módszerei. Methods for modern interpretation of gravimeter measurements. II. kötet, 95 – 120 oldal.
- [3] A magyar országos gravitációs alaphálózat. The hungarian network of gravity bases. V. kötet, 2. szám, 3 – 49 oldal.
- [4] A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatások számításának kiterjesztése nagyobb terület-egységre. Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to greater territorial units. VII. kötet, 33 – 55 oldal.
- [5] A perkupai gipsz-anhidrit terület geofizikai újraértékelése. Geophysical revaluation of the gypsum-anhydrite area of Perkupa. VIII. kötet, 151 – 176 oldal.
- [1] *Flórián György*: Érdekes mágneses háborgás a tihanyi obszervatóriumban. Eine interessante magnetische und ionosphärische Störung in Ungarn. IX. kötet, 83 – 95 oldal.
- [1] *Gálfi János*: A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai szeizmikus kutatásban. Home application of the airshot-method. I. kötet, 89 – 101 oldal.
- [2] Nyomásmérő szeizmikus kutatási célokra. Pressure gauge for seismic investigation purposes. III. kötet, 143 – 156 oldal.
- [3] Nagymélységű reflexiók Hajdúszoboszló vidékén. Deep-reflections in the region of Hajdúszoboszló. IV. kötet, 2. szám 37 – 40 oldal.
- [4] Nyomáshullám kialakulása légrobbantásnál. Development of pressure wave by air shooting. IV. kötet, 2. szám, 41 – 44 oldal.
- [5] Szeizmikus reflexiók méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Some data obtained with seismic reflexion measurements concerning the hungarian part of the Earth's Crust. VI. kötet, 1 – 2. szám, 53 – 60 oldal.
- [6] Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar-Medencében. Refraction profile for Earth's Crust-research in the Hungarian Basin. VIII. kötet, 177 – 187 oldal.
- [7] Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében. Deep reflections and the structure of the Earth's Crust in the Hungarian Plain. VIII. kötet, 189 – 195 oldal.
- [1] *Gedeon Arzén*: A folyóvizek nehézfémvizsgálatán alapuló geokémiai kutató eljárásról. A geochemical research method based on the analysis of heavy metals in river-waters. V. kötet, 4. szám, 31 – 38 oldal.
- [1] *Gellert Ferenc*: Nyomáshullám kialakulása légrobbantásnál. Development of pressure wave by air shooting. IV. kötet, 2. szám, 41 – 44 oldal.
- [1] *Gereben László*: Szeizmikus refrakciós mérések alkalmazása a bauxit-kutatásban. An application of seismic refraction method in exploration for bauxite. IV. kötet, 1. szám, 67 – 74 oldal.
- [1] *G. P. Gorskov*: Seismicity charts for prevention planning. VII. kötet, 195 – 198 oldal.
- [1] *Groholy Tivadar*: Recent results of the seismic exploration in Hungary. X. kötet, 77 – 78 oldal.

[1] *Haáz István Béla*: Gravitációs és mágneses hatású ferde réteg helyzetének, méreteinek és mibenlétének meghatározása. Determination of an infinite inclined dike from its gravity of magnetic effects. I. kötet, 41 – 50 oldal.

[2] Mesterséges rengéshullámokat visszaverő síkfelület térbeli helyzetének meghatározása. Determination of the reflecting plane in the reflection seismic prospecting. I. kötet, 50 – 55 oldal.

[3] Mesterséges rengéshullámokat visszaverő síkfelület térbeli helyzetének és a rengések terjedésssebességének együttes meghatározása. Determination of the reflecting plane and the wave velocity in the reflexion seismic prospecting. II. kötet, 53 – 56 oldal.

[4] Kapcsolat a derékszögű hasáb tömegvonzásának potenciálja és e potenciál deriváltjai között. Relations between the potential of the attraction of the mass contained in a finite rectangular prism and its first and second derivatives. II. kötet, 57 – 66 oldal.

[5] A földmágneses elemek különbségei a budakeszi, pruhonicei és ógyallai obszervatóriumok között. Differences in the geomagnetic elements between the observatories of Budakeszi, Pruhonice and Ógyalla. III. kötet, 157 – 167 oldal.

[6] BMZ-mérések hőmérsékleti javítása. L'Effet de la température dans les mesures de BMZ. IV. kötet, 1. szám, 11 – 14 oldal.

[7] Gravitációs és mágneses hatású réteg dőlésének és sűrűségének, illetve mágnesezhetőségének meghatározása. Determination of the dip, density and susceptibility of an infinite inclined dike from its gravity and magnetic effects. IV. kötet, 2. szám, 45 – 56 oldal.

[1] *Haázné Rózsás Hajnal*: Kísérleti vizsgálatok a TNK 1427 GY. SZ. Nörgaard-graviméterrel. Experimental investigations with the Nörgaard-gravimeter TNK 1427. I. kötet, 56 – 73 oldal.

[2] Kőzet-sűrűségmeghatározás a felszín alatt különböző mélységekben végzett graviméter-mérések alapján. Density determinations of rocks, based of subsurface gravimeter measurements at different depths. II. kötet, 41 – 49 oldal.

[1] *Hédervári Péter*: A Hold tágulásának morfológiai bizonyítékai. Morphological proofs of the expansion of the moon. VI. kötet, 3 – 4. szám, 9 – 17 oldal.

[1] *W. A. Heiskanen*: Some recent gravimetric studies on the isostasy and the thickness of the Earth's Crust. X. kötet, 79 – 89 oldal.

[1] *O. C. Hilgenberg*: Die Bruchstruktur von Ungarn und seinen Nachbarländern, verglichen mit der Bruchstruktur der restlichen Sialkruste und bezogen auf die früheren Pollagen der Erde. VII. kötet, 199 – 207 oldal.

[1] *Honfi Ferenc*: Az egyelektródás lyukszelvényezés elmélete, gyakorlata és lehetőségei. Theory, practice and possibilities of monoelectrode well-logging. X. kötet, 91 – 96 oldal.

[1] *Huangh Jen-Hu*: A szeizmikus hullám frekvencia-spektrumáról. On the frequency spectrum of seismic waves. IX. kötet, 113 – 133 oldal.

[1] *Jarányi István*: Horizontális torziós szeizmométer. Horizontal torsion seismometer. IV. kötet, 1. szám, 63 – 66 oldal.

[1] *Kilczér Gyula*: Antiklinális adatainak kiszámítása a refrakciós terjedési idő-görbéből. Computation of anticlinal datas from refractional travel-time curves. II. kötet, 25 – 40 oldal.

[2] Átlótt és inverz réteg kimutatásának lehetősége szeizmikus refrakciós méréssel. Possibility of the detection of shot and inverse strata by means of seismic refraction measurement. IV. kötet, 2. szám, 57 – 64 oldal.

[3] Transzformált közvetítő megfigyelések kiegyenlítése. Equalization of transformed observation data. IV. kötet, 2. szám, 65 – 70 oldal.

[4] Kéikelődő réteg adatainak meghatározása szeizmikus refrakciós méréssel. Die Bestimmung der Daten einer auskeilenden Schicht durch refraktions-seismische Messungen. VI. kötet, 3 – 4. szám, 19 – 23 oldal.

[5] A rétegvastagság és mélység meghatározásának a kissebességű réteg elhanyagolásából eredő hibája szeizmikus refrakciós mérésnél. Der bei Bestimmung der Schichtendicke und Tiefe aus Vernachlässigung der verwitterten Zone stammende Fehler der refraktionsseismischen Messungen. VIII. kötet, 197 – 200 oldal.

[6] Dombos terepen végzett szeizmikus refrakciós mérések javítása. Korrektion der in Hügelgelände ausgeführten refraktions-seismischen Messungen. VIII. kötet, 201 – 207 oldal.

[1] *Kiss Zoltán*: Magyarország szeizmicitása. The seismicity of Hungary. VII. kötet, 169 – 180 oldal.

[2] Kéreg átlagvastagságának számítása euráziai útra a Love-hullám diszperziós görbéje alapján. Computation of the mean thickness of the crust on a Eurasian wave path, on the basis of the dispersion curve of the Love waves. VIII. kötet, 147 – 150 oldal.

[3] Magyarország szeizmicitása (II. rész). Die Seismizität von Ungarn. (II. Teil). XI. kötet, 51 – 75 oldal.

[1] *Komáromy István*: Különböző azimutokban végzett graviméteres észlelések vizsgálata. Proof of the azimuth effect of a Heiland gravimeter. I. kötet, 74 – 80 oldal.

[1] *Ku Kong-Hsi*: Applications of geophysical methods in the search of metallic ore deposits in China. IX. kötet, 35 – 36 oldal.

[1] *Kuruli Ferencné*: A földmágneses elemek menetének összehasonlítása néhány obszervatórium 1950 – 55. évi adatai alapján. A comparison of the march of the geomagnetic elements in some observatories in the years 1950 – 55. VII. kötet, 101 – 109 oldal.

[1] *Lánczos Pál*: A földmágneses tér hatórás periódusú változásáról. Die 6 stündigen periodischen Änderungen des Erdmagnetfeldes. VIII. kötet, 209 – 217 oldal.

[1] *Lányi János*: Gépjárművek által okozott útrezgések mérése szeizmikus mérőeszközökkel. Measurements of road vibrations due to motor vehicles by means of seismic instruments. III. kötet, 107 – 119 oldal.

[2] A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján. Die Tiefenstruktur der kleinen ungarischen Tiefebene, auf Grund geophysikalischer Messungen. VIII. kötet, 219 – 240 oldal.

[1] *Lassovszky Károly*: A Nap és Hold gravitációs hatása a gravimétermérésekre. The tidal variation of gravity. I. kötet, 13 – 29 oldal.

[2] A nehézségi gyorsulás nemzetközi normális értéke. The international gravity values. I. kötet, 30 – 40 oldal.

[3] Graviméter-regisztrálások globális analízise. The tidal variation of gravity II., III. kötet, 27 – 30 oldal.

[4] A Föld deformációs együtthatójának meghatározása graviméterészlelésekből. Die Bestimmung des Deformationskoeffizienten der Erde aus Gravimeterbeobachtungen. V. kötet, 1. szám, 18 – 26 oldal.

[5] A luniszoláris hatás amplitúdóviszonyának meghatározása a Budapesten 1951-ben 37 napon át végzett graviméterészlelésekből. Die Bestimmung des Amplitudenverhältnisses des lunisolaren Effektes auf Grund der in Budapest im Jahre 1951, 37 Tage hindurch, ausgeführten Gravimeterbeobachtungen. V. kötet, 3. szám, 9 – 20 oldal.

[1] *Liptai István*: Nyomásmérő szeizmikus kutatási célokra. Pressure gauge for seismic investigation purposes. III. kötet, 143 – 156 oldal.

[1] *W. Martin*: Refraktionsszeismische Übersichts- und Spezialmessungen in der Deutschen Demokratischen Republik. X. kötet, 97 – 105 oldal.

[1] *A Marussi*: Középpázsiai gravitációs anomáliák és tektonika. Anomalies de la pesanteur et tectonique en Asie Centrale. IX. kötet, 37 – 39 oldal.

[1] *Mészáros Mihály*: A perkupai gipsz-anhidrit terület geofizikai újraértékelése. Geophysical revaluation of the gypsum-anhydrite area of Perkupa. VIII. kötet, 151 – 176 oldal.

[1] *A. Metzger*: Explosion-seismic determination of  $P_g$  and  $S_g$  velocities in Finland. IX. kötet, 69 – 71 oldal.

[1] *Mituch Erzsébet*: Szeizmikus refrakciós mérések kiértékelése időellenőrzéssel. Evaluation of seismic refraction measurements by means of time checking. VI. kötet, 3 – 4. szám 25 – 43 oldal.

[1] *Müller Iván*: A nehézségi erő eloszlása a Kraszovszkij-, Hayford- és a Bessel ellipszoid területén. Distribution of gravity on the surface of the ellipsoids of Kraszovszkij, Hayford and Bessel. IV. kötet, 2. szám, 71 – 81 oldal.

[2] Közepes nehézség értékek meghatározása az ortométeres magasságok kiszámításához. Determination of mean gravity values for the computation of the orthometric heights. V. kötet, 3. szám, 21 – 36 oldal.

[1] *M. Nurmi*: Explosion-seismic determination of  $P_g$  and  $S_g$  velocities in Finland. IX. kötet, 69 – 71 oldal.

[2] On the seismicity of Finland. IX. kötet, 73 – 76 oldal.

[1] *Oszlaczky Szilárd*: A Nap és Hold gravitációs hatása a gravimétermérésekre. The tidal variation of gravity. I. kötet, 13 – 19 oldal.

[2] A nehézségi gyorsulás nemzetközi normális értéke. The international gravity values. I. kötet, 30 – 40 oldal.

[3] Graviméter-regisztrálások globális analízise. The tidal variation of gravity II., III. kötet, 27 – 30 oldal.

[4] Gravimetrikus tömeghatási és térképhatási táblázatok. Tables for the gravimetric effects of cylindric masses. V. kötet, 1. szám, 27 – 45 oldal.



[1] *Pálos Miklós*: Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar-Medencében. Refraction profile for Earth's Crust-research in the Hungarian Basin. VIII. kötet, 177 – 187 oldal.

[1] *Pécsi Márton*: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán. Aufmasse quartärer tektonischer Bewegung in ungarischen Abschnitt des Donautales. VIII. kötet, 73 – 83 oldal.

[1] *Milos Pick*: Über eine neue Methode zur Herstellung von Karten topografischer Korrekturen. IX. kötet, 41 – 42 oldal.

[1] *Pintér Anna*: A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatások számításának kiterjesztése nagyobb területegységre. Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to greater territorial units. VII. kötet, 33 – 55 oldal.

[1] *Pollhammer Manóné*: A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatások számításának kiterjesztése nagyobb területegységre. Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to greater territorial units. VII. kötet, 33 – 55 oldal.

[1] *M. T. Porkka*: Explosion-seismic determination of  $P_g$  and  $S_g$  velocities in Finland. IX. kötet, 69 – 71 oldal.

[2] On the seismicity of Finland. IX. kötet, 73 – 76 oldal.

[1] *Posgay Károly*: Szeizmikus reflexiók mérések középhibája. Mean error of seismic measurements. III. kötet, 41 – 54 oldal.

[2] Rengéshullámok terjedési sebességének meghatározása felszínközeli rétegekben. Determination of the propagation rate of seismic waves in layers close to the surface. III. kötet, 99 – 105 oldal.

[3] Erősen tagolt, töréses szerkezeteken végzett reflexiók szeizmikus mérések középhibája. Mean error of seismic reflection measurements in case of intensely jointed fault-structures. IV. kötet, 1. szám, 15 – 23 oldal.

[4] A robbantási körülmények figyelembevétele sekélyszeizmikus méréseknél. Consideration of explosion conditions in shallow seismic measurements. IV. kötet, 1. szám, 25 – 37 oldal.

[5] Szeizmikus rengéshullámok diffrakciója. Diffraction of seismic waves. V. kötet, 1. szám, 46 – 52 oldal.

[6] A talajnyugtalanág. Agitation of the soil. V. kötet, 4. szám, 3 – 6 oldal.

[7] 1955. évi szeizmikus mérések az esztergomvidéki szénmedencében. Seismic survey in the coal-basin of Esztergom, 1955. V. kötet, 4. szám, 39 – 47 oldal.

[8] Szeizmikus kísérleti terület kijelölése. The location of a seismic experimental area. VIII. kötet, 85 – 88 oldal.

[9] A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. Eine Übersichtskarte der magnetischen wirkenden Massen in Ungarn und ihre Interpretation. XI. kötet, 77 – 99 oldal.

[1] *D. Prosen*: Die geophysikalische Tätigkeit der Institut für geologische und geophysikalische Forschungen in Beograd. X. kötet, 107 – 136 oldal.

[1] *Renner János*: Bevezetés. I. kötet, 3 – 4 oldal.

[2] Gravitációs mérések és a Föld alakja. Mesurage de la gravitation et figure de la Terre. I. kötet, 5 – 12 oldal.

[3] A függővonalelhajlások regionális rendszere. Regional character of deviations of the plumb-line. VI. kötet, 1 – 2. szám, 61 – 67 oldal.

[4] A magyar országos gravitációs alaphálózat végleges feldolgozása. Final elaboration of the measurements of the national hungarian network of gravity bases. VIII. kötet, 105 – 141 oldal.

[5] Vizsgálatok a függővonalelhajlások terén. Investigations on deflections of the vertical. IX. kötet, 43 – 50 oldal.

[1] *Gertraud Richter*: Kurzer Bericht über Polarisationsuntersuchungen von Transversaleinsätzen. IX. kötet, 51 – 53 oldal.

[1] *Sajti László*: A vizkutató fúrások mélyfúrásai geofizikai vizsgálata. Geophysikalische Untersuchung der wassererschliessenden Bohrungen mittels Bohrlochkarottage. VIII. kötet, 33 – 52 oldal.

[1] *Scheffer Viktor*: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához. Angaben zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken. VI. kötet, 1 – 2. szám, 73 – 103 oldal.

- [2] Az erdélyi ősmasszívum problémája. Das Problem des transsylvanischen Urmassivs. VII. kötet, 209 – 227 oldal.
- [3] A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. Über die Frage des „Zentralmassiv”-s des Karpatenbeckens. IX. kötet, 55 – 68 oldal.
- [4] A flisprobléma néhány geofizikai vonatkozásáról. Über einige geophysikalische Beziehungen des Flyschproblems. X. kötet, 145 – 153 oldal.
- [5] A Kárpátdencék néhány regionális geofizikai problémájáról. Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpatenbeckens. XI. kötet, 101 – 118 oldal.
- [1] *Sebestyén Károly*: Mérési tapasztalatok alacsony frekvenciás váltóáramú földellenállásmérő alkalmazhatóságára. Messenfahrten über die Anwendbarkeit eines mit niederfrequentem Wechselstrom im Betrieb gehaltenen Bodenwiderstandsmessapparates. I. kötet, 81 – 85 oldal.
- [2] Egyszerű berendezés közetek mágneses szuszceptibilitásának meghatározására. Simple apparatus for the determination of the magnetic susceptibility of rocks. II. kötet, 21 – 24 oldal.
- [3] Természetes potenciál mérésére szolgáló kompenzátor. Kompensator zur Messung von Eigenpotentialen. II. kötet, 91 – 94 oldal.
- [4] Összehasonlító vizsgálatok a vertikális elektromos szondázási görbék kiértékeléséről. Interpretation of resistivity-depth curves. III. kötet, 31 – 39 oldal.
- [5] Filtrációs potenciálok Velem környékén. Filtration potentials in the vicinity of Velem. IV. kötet, 1. szám, 39 – 43 oldal.
- [6] Vizsgálatok néhány hazai közzén kimutatására fúrólukban gerjesztett potenciál módszerrel. Investigations for the detection of our Transdanubian lignite deposits by means of a generated potential method in a bore-hole. IV. kötet, 1. szám, 45 – 61 oldal.
- [7] Tellurikus áram regisztráló berendezés. Telluric current recording apparatus. V. kötet, 1. szám, 53 – 63 oldal.
- [8] A vízkutató fúrások mélyfúrási geofizikai vizsgálata. Geophysikalische Untersuchung der Wassererschliessenden Bohrungen mittels Bohrlochkarottage. VIII. kötet, 33 – 52 oldal.
- [9] Közénkutató fúrások karottázs vizsgálatának módszerei. Well logging methods in coal prospecting. X. kötet, 137 – 144 oldal.
- [1] *Sédy Loránd*: Nyomáshullám kialakulása légrobbantásnál. Development of pressure wave by air shooting. IV. kötet, 2. szám, 41 – 44 oldal.
- [1] *Simon Béla*: A magyar földrengéskutatás 50 éve. Fifty years of hungarian seismological investigations. VI. kötet, 1 – 2. szám 69 – 72 oldal.
- [1] *Stegena Lajos*: Kísérleti mérések egy termális mérőberendezéssel. Experimental measurements with a thermal measuring arrangement. I. kötet, 102 – 108 oldal.
- [2] Alacsonyfrekvenciás torziólapos szeizmóméter. Torsionblade-suspended low frequency electrodynamic seismometer. II. kötet, 51 – 52 oldal.
- [3] Horizontális torziós szeizmóméter. Horizontal torsion seismometer. IV. kötet, 1. szám, 63 – 66 oldal.
- [4] Nagymélységű reflexiók Hajdúszoboszló vidékén. Deep-reflections in the region of Hajdúszoboszló. IV. kötet, 2. szám, 37 – 40 oldal.
- [5] A geokémiai szénhidrogénkutatás néhány módszertani kérdéséről. Some methodological questions of geochemical hydrocarbon researches. V. kötet, 4. szám, 21 – 29 oldal.
- [6] A folyóvizek nehézfémvizsgálatain alapuló geokémiai kutató eljárásról. A geochemical research method based on the analysis of heavy metals in river-waters. V. kötet, 4. szám, 31 – 38 oldal.
- [7] Szeizmikus reflexiók méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Some data obtained with seismic reflexion measurements concerning the hungarian part of the Earth's Crust. VI. kötet, 1 – 2. szám, 53 – 60 oldal.
- [8] A Nagyföld geotermikus viszonyai. Geotermic state of the great Hungarian Plane. VII. kötet, 229 – 238 oldal.
- [9] Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar-Medencében. Deep reflections and the structure of the Earth's Crust in the Hungarian Plain. VIII. kötet, 189 – 195 oldal.
- [1] *Steiner Ferenc*: A magassági korrekció koefficiensének meghatározása graviméteres méréseknél. Determination of the coefficient of the altitude connection in case of gravimeter measurements. VI. kötet, 3 – 4. szám, 45 – 52 oldal.
- [2] Mérési módszer kisméretű minták  $\gamma$ -aktivitásának és önnyelési együtthatójának meghatározására. Measuring method for the determination of the  $\gamma$ -activity and self-absorption coefficient of small samples. VII. kötet, 57 – 62 oldal.
- [1] *Szabadvány László*: Kutató fúrásokra támaszkodó geoelektromos feltalajkutatás. Geoelectric soil investigations based upon test borings. III. kötet, 121 – 141 oldal.

- [2] A geoelektromos kutatás tapasztalatai a mongóliai vízfúrások telepítésénél. Geoelectrical exploration experiences with the location of water-wells in Mongolia. IX. kötet, 135 – 164 oldal.
- [1] *Szalai Tibor*: A Dunakönyök és Naszál vidékének tektonikai vázlata. Tektonisches Schema des vom Donauellenbogen umfassten Gebietes und der Umgebung von Naszál. V. kötet, 4. szám, 49 – 63 oldal.
- [2] A Kárpátok geotektonikai szintézise. Geotektonische Synthese der Karpaten. VII. kötet, 111 – 145 oldal.
- [3] Praealpi építőelemek szerkezete a K-i Alpok és a Ny-i Alpok között. Struktur der Präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen und Westkarpaten. VIII. kötet, 241 – 253 oldal.
- [4] A Tisia és a Pannónikum közti hegysége. Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. IX. kötet, 165 – 185 oldal.
- [1] *Szemerédy Pál*: Eszköz törésirányok eloszlásának mechanikus meghatározásához és annak alkalmazása. A device for mechanically determining the direction distribution of faults. IX. kötet, 31 – 34 oldal.
- [1] *Szénás György*: Szeizmogeológiai viszonyok Délnyugat-Magyarországon. Seismogeological conditions in S. W. Hungary. II. kötet, 73 – 89 oldal.
- [2] Szeizmikus refrakciós mérések alkalmazása a bauxitkutatásban. An application of seismic refraction method in exploration for bauxite. IV. kötet, 1. szám, 67 – 74 oldal.
- [3] Általános tapasztalatok a geofizikai módszerek magyarországi alkalmazásáról. General experiences of the application of geophysical methods in Hungary. V. kötet, 3. szám, 37 – 55 oldal.
- [4] A szeizmikus módszer kifejlődésének és alkalmazásának egyes kérdései. Einige Fragen der Entwicklung und der Anwendung der seismischen Methode. VIII. kötet, 255 – 278 oldal.
- [1] *Szikora József*: Váltóáramú ellenállásmérő készülék. Wechselstrom Widerstandapparat. I. kötet, 85 – 88 oldal.
- [1] *Szilárd József*: A magyar országos gravitációs alaphálózat. The Hungarian network of gravity bases. V. kötet, 2. szám, 3 – 45 oldal.
- [2] Az országos gravitációs alaphálózat néhány különleges problémája. Some problems of the national gravitational base network. VIII. kötet, 97 – 104 oldal.
- [1] *Szilágyi Béla*: Földrajzi koordináták és meridián konvergencia számítása sztereografikus vetületi összerendezőkből. Calculs de coordonnées géographiques et de convergence de méridien à l'aide des coordonnées stéréographiques. II. kötet, 3 – 18 oldal.
- [1] *Tárczy-Hornoch Antal*: A terjedési sebesség meghatározásáról a reflexiós szeizmikus módszernél. Determination of propagation velocity with the seismic reflection method. III. kötet, 55 – 69 oldal.
- [1] *R. Tomaschek*: Praxis und Probleme der Erdgezeitenmessungen. IX. kötet, 69 oldal.
- [1] *Tóth Árpád*: Vizben oldott rádium és radontartalom meghatározása torziós szálas elektrométerű emanométerrel. Bestimmung des in Wasser gelösten Radium- und Radongehaltes mit einem Emanometer nach dem Prinzip eines Torsionselektrometers. VIII. kötet, 279 – 290 oldal.
- [1] *Vasády-Kovács Ferenc*: Földtani és geofizikai kutatások a Velencei-hegységben. Geological and geophysical researches in the Velence-mountains. XI. kötet, 119 – 151 oldal.
- [1] *E. Vesanen*: Explosion-seismic determination of  $P_g$  and  $S_g$  velocities in Finland. IX. kötet, 69 – 71 oldal.
- [2] On the seismicity of Finland. IX. kötet, 73 – 76 oldal.
- [1] *Verő József*: Előzetes beszámoló az MTA geofizikai kutató laboratóriumának országos földiáramméréseiről. Preliminary report on regional telluric observations of the geophysical research laboratory of the Hungarian Academy of Sciences. X. kötet, 27 – 37 oldal.
- [2] A tellurikus állandóellipszis számítása. Determination of the absolute telluric ellipse. X. kötet, 155 – 161 oldal.
- [1] *Vincenc Vyskočyl*: Die Auswertung der Schwerestörungen bei Dichteänderungen mit der Tiefe. X. kötet, 163 – 168 oldal.
- [1] *A. Zatopek*: Zu einigen Problemen der Erdkrustendynamik im Karpatengebiet. VI. kötet, 1 – 2. szám, 105 – 115 oldal.
- [1] *D. Zidarov*: Experimentelle Lösung der Aufgabe von Dirichlet und Neumann für den Halbraum  $Z > 0$ . IX. kötet, 77 – 79 oldal.
- [2] Experimentelle Lösung der inversen gravimetrischen und magnetometrischen Aufgabe. IX. kötet, 78 – 79 oldal.



GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK XII. KÖTET, 1963

TARTALOM

<i>Bélteki Lajos</i> : Újabb adatok a hazai geotermikus vizsgálatokhoz .....	3
<i>Csomor Dezső és Gálfi János</i> : A földkéreg felépítése a Magyar Medencében az 1956. II. 20-i nógrádi földrengés adatai szerint .....	45
<i>Gálfi János – Stegena Lajos</i> : Általánosított módszer a földkéreg vastagságának meghatározására $P_p$ és $P_s$ típusú váltóhullámokkal .....	57
<i>Ádám Oszkár – Kilényi Éva</i> : Közelítő sebességfüggvény meghatározás refrakciós menet-időgöréből .....	67
<i>Haáz István</i> : Kőzetek mágneses tulajdonságainak meghatározása a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földmágneses kutatásaiban .....	79
<i>Ottlik Péter</i> : Hazai kőzetekben ultrahanggal meghatározott sebességértékeknek és egyéb fizikai, kémiai jellemzőinek meghatározása .....	85
<i>Szalai Tibor</i> : A Tisia epirogén mozgásai. A Nyugati Kárpátok és az Alföld között a mélybe süllyedt Kordillerák földtörténeti szerepe .....	101

GEOPHYSICAL NOTES VOL. XII. 1963

CONTENTS

<i>L. Bélteki</i> : Contributions to the Geothermal Investigations in Hungary .....	3
<i>D. Csomor – J. Gálfi</i> : The Structure of the Earth's Crust in the Hungarian Basin According to the Data of the Nógrád-Earthquake on the 20. February 1956 .....	45
<i>J. Gálfi – L. Stegena</i> : A Generalized Method for the Determination of Crustal Thickness by Means of $P_p$ and $P_s$ Waves .....	57
<i>O. Ádám – É. Kilényi</i> : Determination of the Approximate Velocity Depth Function from Refraction Travel Time Curves .....	67
<i>St. Haáz</i> : Determination of Magnetic Characteristics of Rocks in the Course of Magnetic Researches of the Hungarian State Geophysical Institute „Roland Eötvös” .....	79
<i>P. Ottlik</i> : The Relation between Velocity Values Determined Ultrasonically and other Physical and Chemical Properties of Some Hungarian Rocks .....	85
<i>T. Szalai</i> : Epirogene Bewegungen der Tisia (Internid des Pannonikums). Die erdgeschichtliche Bedeutung der zwischen den Westkarpaten und dem Alföld in die Tiefe gesunkenen Kordillere .....	101

